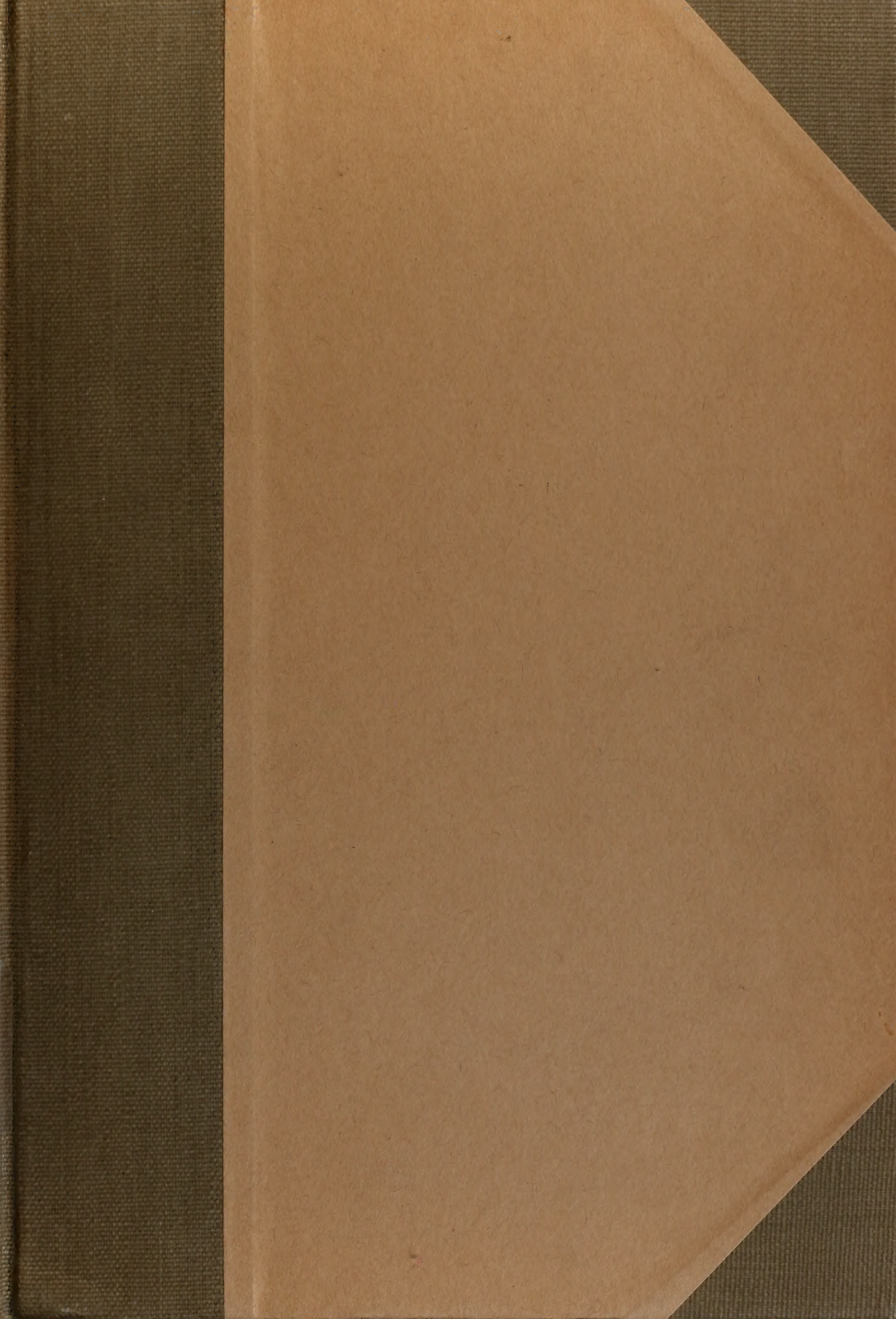
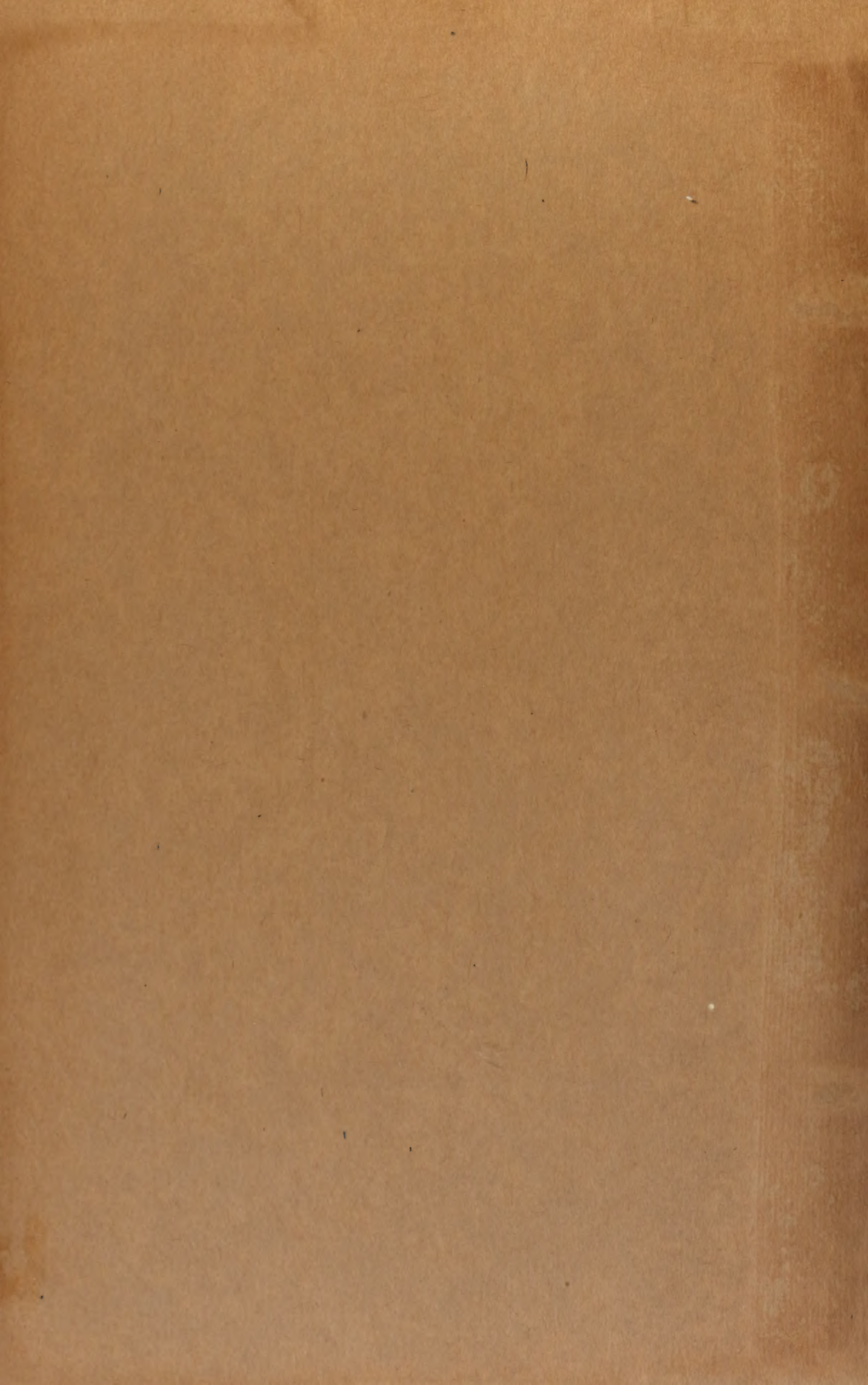








JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LXVII. BAND 1917.

Mit 22 Tafeln.



Wien, 1918.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.



Inhalt.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

(1. September 1918.)

Direktor:

Tietze Emil, Phil. Dr., Ritter des Leopold-Ordens und des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer der Ehrenmedaille für 40jähr. Dienste, k. k. Hofrat, Ehrenpräsident und Inhaber der Hauermedaille der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, III. Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, Besitzer der Ehrenmedaille für 40jähr. Dienste, k. k. Hofrat, III. Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Geyer Georg, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Regierungsrat, korr. Mitglied der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v. Stolzenburg, k. k. Oberbergrat, III. Hansalgasse Nr. 3.

Dreger Julius, Phil. Dr., k. k. Bergrat, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für das landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und kulturtechnische Studium an der k. k. Hochschule für Bodenkultur etc., Präsident der Geologischen Gesellschaft in Wien, Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung an der Hochschule für Bodenkultur, III. Keilgasse Nr. 15.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., k. k. Bergrat, XVIII. Klostergasse Nr. 37.

Bibliothekar:

Unbesetzt.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Eichleiter Friedrich, Ing., kais. Rat, Besitzer des Kriegskreuzes II. Kl. für Zivilverdienste, III. Kollergasse Nr. 18.

Geologen:

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.

Waagen Lukas, Phil. Dr., Besitzer des Goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Sophienbrückengasse Nr. 10.

Ampferer Otto, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., XVIII. Scherffenbergasse 3.

Adjunkten:

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., k. k. Landsturmleutnant (derzeit eingerückt zur militärischen Dienstleistung), III. Hörnesgasse Nr. 24.

Beck Heinrich, Phil. Dr., k. k. Landsturmingenieur (z. M. eingerückt), III. Erdbergstraße Nr. 35.

Vetters Hermann, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben, k. k. Landsturmingenieur - Oberleutnant (z. M. eingerückt), III. Tongasse Nr. 3.

Assistenten:

Hackl Oskar, Techn. Dr., IV. Schelleingasse 8.

Götzinger Gustav, Phil. Dr., Preßbaum bei Wien.

Sander Bruno, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität in Wien, k. k. Landsturmingenieur-Leutnant (z. M. eingerückt).

Praktikanten:

Spitz Albrecht, Phil. Dr. (z. M. eingerückt).

Spengler Erich, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität in Wien, III. Marxergasse 39.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III. Löwengasse Nr. 32.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.
Skala Guido, III. Hauptstraße Nr. 81.
Huber Franz (z. M. eingerückt), VIII. Hamerlingplatz 3.

Für die Kanzlei:

Gaina Johann, Rechnungsrevident im k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht, Besitzer des Kriegskreuzes III. Kl. für Zivilverdienste, III. Sechskrügelgasse 14.

Kanzleioffiziantin:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:

Amtsdiener:

Palme Franz, Besitzer der Ehrenmedaille für 40 jähr. Dienste III. Rasumofskygasse Nr. 23,
Ulbing Johann, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes und der Ehrenmedaille für 40 jähr. Dienste III. Rasumofskygasse Nr. 23,
Wallner Matthias, k. k. Offiziersstellvertreter, Besitzer der ihm zweimal verliehenen kleinen Silbernen Tapferkeitsmedaille, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Präparator: Špatný Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Laborant: Felix Johann, III. Lechnerstraße 13.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyća Alois, III. Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Unbesetzt.

Korrespondenten
der
k. k. geologischen Reichsanstalt.

Diplom erneuert für Hofrat Professor Dr. Oskar Lenz zu dessen 70. Geburtstag.
(13. April 1918.)

Ausgegeben im Februar 1918.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1917. LXVII. BAND

1. Heft.



Wien, 1918.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Der metamorphe Dioritgabbrogang
nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge.

Von Bergingenieur **Franz Kretschmer** in Sternberg.

Mit einer Tafel (Nr. I) und 35 Zinkotypien im Text.

I. Teil.

Der dioritischgabbroide Ganglakkolith.

In den Sudeten zwischen den typischen grauen Biotitaugengneisen (Granitgneis) des meridionalen Spieglitzer Schneegebirges (Dürrer Koppenzug) einerseits, und der Gebirgsrinne March und Bordthal sowie Ramsauer Joch lagernden unterdevonischen Sedimentgebilden anderseits, zieht sich eine „Hornblendegneiszone“ hin, welche bisher weder in ihrer geologischen Erscheinungsform erkannt, noch petrographisch in ihrer Gesamtheit erfaßt und geschildert wurde, obwohl dieselbe auf ihrem langen Wege von verschiedenen Autoren bruchstückweise nach Maßgabe ihres beschränkten Arbeitsfeldes beschrieben wurde. Von einer zusammenhängenden Darstellung, noch viel weniger von einer Auffassung der tektonischen Verhältnisse ist jedoch in der ganzen Literatur nirgends eine Spur zu finden. Die Auffassung der fraglichen Gesteinszone als metamorphen Dioritgabbrogang von gigantischen Dimensionen, umgeben im Hangenden und Liegenden von einem sedimentogenen, kontaktmetamorphischen Schiefermantel ist ganz neu und findet hier zum ersten Male Erwähnung und Begründung. (Siehe hierzu die beiliegende geologische Karte Tafel I.)

Die wichtigste Literatur über das in Betracht kommende Gebiet, welches der Verfasser benützt hat, besteht aus den folgenden geologischen Abhandlungen und Kartenwerken in chronologischer Reihenfolge:

1. Geol. Verhältnisse des Süd- und Ostabfalles der Sudeten, vom k. k. Bergrat M. V. Lipold. X. Jahresbericht des Wernervereins in Brünn. 1860, pag. 41 u. ff.
2. Geol. Verhältnisse am Nordabfall der Sudeten in Oesterr.-Schlesien, vom k. k. Chefgeologen G. Stache. X. Jahresbericht des Wernervereins für das Jahr 1860, pag. 54 u. ff.

3. Geol. Karte von Mähren und Oesterr.-Schlesien, bearbeitet vom k. k. Bergrat Franz Foetterle, herausgegeben vom geol. Wernerverein in Brünn. 1866.
4. Alte geol. kolorierte Generalstabskarte von Oesterreich, 1:144.000. Kartenblätter Freiwaldau und Mähr.-Schönberg, herausgegeben von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien.
5. Geognostische Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. 1:100.000 Bearbeitet von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge. — Darin ist ein großer Teil der „Hornblendegneiszone" richtig dargestellt.
6. Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge, von J. Roth. Berlin 1867.
7. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein, vom Bergingenieur Fr. Kretschmer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1897, 47. Band, pag. 21–56. — Die beigegebene geol. Karte 1:75.000 enthält wohl nur einen beschränkten Teil der „Hornblendegneiszone" richtig und mit allen Einzelheiten eingezeichnet.
8. Das Reichensteiner- und Bielengebirge, geol. dargestellt von J. Guckler. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1897, pag. 154 u. ff.
9. Geol. Kartenblatt Mähr.-Neustadt und Schönberg 1:75.000, aufgenommen vom Chefgeologen G. v. Bukowski, herausgegeben von der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1905. — Bringt nur das südwestliche Ende der Hornblendegneiszone zur Darstellung.
10. Erläuterungen zum Kartenblatt Mähr.-Neustadt und Schönberg, von G. v. Bukowski. Wien 1905.
11. Die Moravischen Fenster von Prof. Franz E. Suess. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissenschaften. Wien 1912, Bd. 88, pag. 541 u. ff.

Es ist leicht begreiflich, daß eine solch großartige Gesteinszone auf ihrem überaus langen Wege eine mannigfaltige Ausbildung erfahren hat und danach von den verschiedenen Forschern eine sehr abweichende, zum Teil von der Vollkommenheit der Untersuchungsmethoden abhängige Beurteilung erfahren hat.

Peters schreibt über das Vorkommen bei Böhm.-Eisenberg: Der sehr spaltbare Hornblendeschiefer des Gneises besteht aus schwärzlichen, verschränkten Hornblenden und aus Glimmerblättchen, ihm ist Serpentin mit Pseudophit und Enstatit eingelagert. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, X. Bd., pag. 227.)

J. Roth: Die zum Glimmerschiefer gehörigen Hornblendeschiefer, welche sich von Jauernig bis Mähr.-Altstadt und noch weiter südlich fortziehen, enthalten häufig Feldspat, Quarz, Granat, Biotit neben dunkelgrüner Hornblende. Ist Hornblende allein vorhanden, so ist sie meist filzig faserig. Im Hornblendeschiefer treten Quarzschiefer und Serpentin (zum Teil mit Strahlstein) auf. (Niederschlesien 1867, pag. 215 und 220.)

J. Roth: Hornblendegneis zu Gurschdorf, Mähr.-Altstadt, Blaschke usw. Der nach Ost und West mit Hornblendeschiefer des Glimmerschiefers verbundene kaum schiefrige Hornblendegneis enthält neben Feldspat, Hornblende, etwas Biotit, wenig Quarz (oft in Orthoklas eingewachsen), Plagioklas, zuweilen Granat, Magnet-

eisen, Titanit; hie und da gewinnen Quarz oder Feldspat das Uebergewicht. (Niederschlesien 1867, pag. 215.)

G. Stache dagegen erkannte den Hornblendegneis richtig als Diorit (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XI. Bd.) und gibt speziell von dem Diorit zu schles. Woitzdorf folgende Beschreibung: „Der Woitzdorfer Diorit hat ein mittleres Korn, die dunkelgrünen, fast schwarzen Hornblendekristalle sind ziemlich regelmäßig und zu gleichen Teilen mit dem Albit gemengt. Teilweise, und zwar besonders an der Grenze gegen den Granit zu findet sich Glimmer und Quarz ziemlich häufig als akzessorischer Gemengteil." — Wichtig erscheint die Beobachtung Staches, daß dort, wo der Friedeberger Granit direkt an den Diorit grenzt, entsendet er Apophysen in den letzteren, und zwar in Form echter Gänge oder in Lagergängen, wodurch sich unser Diorit als das älteste Glied in der Reihe der Tiefengesteine erweist.

Auch Laube spricht dasselbe Gestein von Woitzdorf nach mikroskopischer Untersuchung als Glimmerdiorit an, während C. v. Cammerlander es als massigen Amphibolit ansah. A. v. Lasaulx bezeichnete das Gestein bei Wildschütz und schles. Woitzdorf kurzweg als Hornblendegneis.

Verf. berichtete in der oben unter 7 angeführten Abhandlung: „Im Kunzentale bei Mähr.-Altstadt und weiter südwestlich bei Waltersdorf und Blaschke ist ein grünlichschwarzer, in dicken Bänken abgelagerter, grobklotziger Hornblendegneis von granitisch-grobkörnigem Gefüge in sehr charakteristischer, längs des allgemeinen Streichens von SSW nach NNO angeordneter, durch die ganze Formationsgruppe anhaltender Gesteinszone entwickelt, welchem nicht nur örtlich untergeordnete Lager und Stöcke von Amphibolit interkaliert sind, sondern die auch oben und unten von zwei Amphibolitzügen umschlossen wird." Dem Auftreten dieser symmetrisch gelagerten basischen Ausscheidungen ist in der beigelegten geologischen Spezialkarte 1:75.000 Rechnung getragen; das Hauptgestein wurde als granitähnlicher, grobkörniger, dickbankiger Hornblendegneis ausgeschieden, und zwar im Gegensatze zu dem dickschiefrigen Hornblendegneis und Hornblendebiotitgneis, welcher einen Bestandteil der Altstadt Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte mit ihren Graphitlagern ausmacht und gleichzeitige Aufbrüche des dioritisch-gabbroiden Magmas darstellt.

J. Guckler hat die Gesteine jener großen langgestreckten Masse der in Rede stehenden Zone, welche sich gangartig zwischen dem niederen und hohen Bielengebirge (von Gurschdorf bis über Jauernig hinaus) hinzieht, eingehend und mikroskopisch untersucht, er gelangt ebenfalle zu dem Ergebnis, daß die Hauptmasse des Gesteins, dem große Hornblendesäulen und große gestreifte Plagioklase ein scheckiges Aussehen verleihen, ein Glimmerdiorit ist, und zwar insbesondere mit Rücksicht auf das Auftreten des Glimmers, der immer tombackbrauner Biotit ist, der jedoch nicht, wie man das beim Gneis zu sehen gewohnt ist, lagenförmig geordnet, sondern derselbe findet sich gewöhnlich in größeren Nestern oder Butzen, die für den Glimmerdiorit charakteristisch sind, oder wie das Mikroskop

zeigt, gewöhnlich an Hornblende gebunden, zwischen den übrigen Gemengteilen zerstreut. Nordwestlich schles. Petersdorf findet man in geringer Ausdehnung ein Massengestein, das sich durch Anreicherung von Orthoklas als Uebergang des Glimmerdiorits zum Syenit darstellt, während er am Hutberg (bei Siebenhuben?) durch Zurücktreten der Hornblende und Anreicherung des Quarzes in Hornblendegranit übergeht, verliert sich die Hornblende ganz, dafür der Biotit zunimmt, so ist das Gestein als Granit zu bezeichnen. — Auch Guckler hebt die wichtige Tatsache hervor, daß der Granitstock von Friedeberg-Weidenau in die große und langgestreckte Dioritmasse Apophysen und wie bei Gurschdorf einen Lagergang eingepreßt hat, so daß der erstere geologisch als das jüngere Glied in der Reihe eruptiver Gebirgsglieder, der Diorit als das ältere festgelegt erscheint.

In der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes Mähr.-Neustadt—Schönberg (der österr. Spezialkarte 1:75.000) liegt das südsüdwestliche Ende unserer langen Hornblendegneiszone, welche an der großen Störungslinie des Marchtales und Jokelsdorfer Baches abschneidet. Jenseits der letzteren finden wir dessenungeachtet sehr ähnliche eruptive Hornblendegneise, zum Teil Hornblendebiotitgneise von dickbankigem granitähnlichem Habitus, welche aber bereits einem anderen Spaltensystem angehören, das NW streicht, mit diskordanter Auflagerungsfläche des Schiefermantels. Diese Eruptivgneise wurden von G. v. Bukowski anfänglich als Tonalitgneise, später als Hornblendegneis (Amphibolgranitit) eingeführt; von C. v. John nach genauer mikroskopischer und chemischer Untersuchung als Monzonit und Monzonitgneis beschrieben [1]). Dagegen hat H. Rosenbusch die in Rede stehenden Eruptivgneise auf Grund der von C. v. John mitgeteilten Analyse als zum quarzführenden Diorit gehörig erklärt [2]).

Zur Untersuchung hat C. v. John das Gesteinsmaterial von Hackelsdorf (westlich Nieder-Eisenberg) vorgelegen, es gehört also der in Bearbeitung stehenden Hornblendegneiszone an. U. d. M. erkannte John, daß der weiße Feldspat unseres Gesteins überwiegend aus Plagioklas besteht, daß daneben aber auch Orthoklas auftritt, ferner daß zwischen den Körnern von Feldspat und Quarz sich Hornblende und Biotit (meist miteinander verwachsen) in unregelmäßigen Lappen hinziehen, wozu Apatit und Titanit in geringer Menge sich findet. Die Hornblende ist im Schliff meist dunkelbraun oder dunkelolivengrün, während der Biotit braun erscheint.

Nach den weiter unten folgenden eingehenden mikroskopischen Untersuchungen des Verf. liegt in dem fraglichen Gestein ein quarzarmer Hornblendebiotit-Diorit vor. Die von C. v. John ausgeführte chemische Analyse hat die folgenden Gewichtsprozente ergeben, welche Zahlen der Verf. nach dem Osann'schen System

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1897, pag. 189—193.

[2]) Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Bd. II, 1. Hälfte 1907. 4. Aufl., pag. 285.

auf die Summe 100 umgerechnet und die Molekularprozente, die Gruppenwerte, sowie endlich die Gesteinsformel berechnet hat.

Nr. I. Hornblendebiotit-Diorit von Hackelsdorf.

	Gewichtsprozente			Molekularprozente	
Kieselsäure SiO_2	58·18	58·18	58·95	97·60	63·49
Tonerde Al_2O_3	17·00	17·00	17·02	16·85	10·96
Eisenoxyd Fe_2O_3	2·02	—	—	—	—
Eisenoxydul FeO	5·20	7·02	7·11	9·87	6·42
Magnesia MgO	3·93	3·93	3·98	9·85	6·40
Kalkerde CaO	5·90	5·90	5·98	10·66	6·93
Kali K_2O	2·96	2·96	3·00	3·18	2·06
Natron Na_2O	3·40	3·40	3·44	5·54	3·60
Phosphorsäure P_2O_5	0·32	0·32	0·32	0·23	0·14
Glühverlust (Wasser)	0·74	—	—	—	—
	99·65	98·71	100·00	153·78	100·00

Gruppenwerte:

$S = 63{\cdot}49,\ A = 5{\cdot}66,\ C = 5{\cdot}30,\ F = 14{\cdot}45,\ n = 6{\cdot}36.$

Gesteinsformel:

$s_{63\cdot5}\ a_{4\cdot4}\ c_{4\cdot2}\ f_{11\cdot4}\ n_{6\cdot4}$ β-Reihe.

Aus den obigen Analysenwerten ergibt sich mit Sicherheit, daß unser Diorit nicht die chemische Zusammensetzung eines Tonalits, in mineralischer Hinsicht nicht die eines Monzonits besitzt. Daß der Hornblendegneis „ein mit Gneisstruktur ausgestatteter Amphibolgranitit" sei, wie G. v. Bukowski meint, beruht wohl auf einem Irrtum, hierzu fehlt dem Gestein die nötige Menge Orthoklas und Quarz, welche darin nur eine nebensächliche Rolle spielen.

Vergleichen wir obige Gesteinsformel mit den Osann'schen Typenformeln, so finden wir, daß unser Diorit dem Typus Sweetgrass mit der dafür berechneten Typenformel $S_{61\cdot5}\ A_{3\cdot5}\ C_{5\cdot5}\ F_{11}$ am nächsten steht, welcher meist quarzführende Hornblendediorite umfaßt.

Die Berechnung der Kieselsäure ergibt, daß

$5{\cdot}66\ A = 33{\cdot}96$ Mol% Si erfordern

$5{\cdot}30\ C = 10{\cdot}60$ Mol% Si erfordern

es bleiben daher für $F = 14{\cdot}45$ noch $18{\cdot}93\ SiO_2$, was zur Bildung von Metasilikaten aus den in F untergebrachten Metalloxyden nicht nur hinreicht, sondern noch eine kleine Menge freien Quarzes ergibt.

Der Durchschnitts-Plagioklas berechnet sich zu $Ab_{11\cdot32} + An_{5\cdot30}$ oder zu $Ab_{68} + An_{32}$, was einem basischen Oligoklas an der Grenze gegen den Andesin entspricht.

Unser Hornblendebiotit-Diorit ist wohl ausnahmslos biotithaltig, dessenungeachtet geht er selten oder gar nicht in eigentlichen Glimmerdiorit über, sondern bleibt stets ein typisches Hornblendegestein.

Die Dioritbrüche der Kremsierer Steinindustrie-Gesellschaft.

Vom westlichen Ausgange des Dorfes Buschin am Jokelsbache gegen Jokelsdorf und Hackelsdorf aufwärts kommen wir nach einviertelstündiger Wanderung zu den Steinbrüchen der gedachten Gesellschaft. Wir sehen nun an den dortigen vorzüglichen Aufschlüssen, daß der herrschende Diorit in 1·2 bis 1·6 *m* mächtigen Bänken abgesondert ist, das Streichen der letzteren ist 2 h 0 gd; das Einfallen nach 20 h 0 gd ungefähr unter ∢ 45⁰ erfolgt. Nach Maßgabe einer vorläufigen Untersuchung des Jokelsdorfer Diorits u. d. b. M. konnte ich den Befund C. v. Johns bestätigen, und zwar erkannte ich an den Streupräparaten als Hauptkomponenten farblosen Plagioklas, glasigen Quarz, olivgrüne Hornblende und in ihrer Vertretung als gleichwertigen damit innig verwachsenen Gemengteil braunen Biotit, der durch seinen starken metallartigen Perlmutterglanz ausgezeichnet ist; derselbe zeigt fast immer Durchlochungen von Plagioglas; akzessorisch sind zahlreiche gelbbraune Titanite, Magnetit in ✕✕ und Körnern, zum Teil limonitisiert. — Der Biotit setzt sich bei fortschreitender Verwitterung in Chlorit um, davon die modifizierten Gesteinspartien zunehmende Mengen führen, worunter selbstredend die Steinqualität leidet. Die Hornblende ist mitunter schilfig-stenglig, zumeist aber blättrig, selten ist sie idiomorph ausgebildet mit Querabsonderung $\perp$ *c*.

Der schöne Jokelsdorfer Diorit wurde von der obgenannten Gesellschaft in mehreren Steinbrüchen für Hausteinzwecke ausgebeutet und daraus hauptsächlich Grabmonumente erzeugt. Diese Steinerzeugnisse ließen im geschliffenen Zustande an edler Steinpracht sowie Eleganz nichts zu wünschen übrig und ist es daher von diesem Gesichtspunkte lebhaft zu bedauern, daß die gedachte Gesellschaft den hoffnungsvollen Betrieb wieder eingestellt hat. Es ist dem Verf. nicht bekannt, welche Ursachen zu diesem traurigen Ende geführt haben: ob Geldmangel oder der Stein zu schwer zu bearbeiten war und deshalb die Gesellschaft nicht in die Lage kam, den Wettbewerb mit anderweitigen Erzeugnissen erfolgreich aufzunehmen.

Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg, und die Höhe Stražnica bei Hosterlitz.

Westlich Ober-Eisenberg stößt man zunächst auf stark verwitterte Tonschiefer und sandiggrauwackige Gesteine von dickschiefriger und kleinwürfeliger Beschaffenheit, welch letztere an den östlichen Gehängen des Zdiarberges in mannigfaltige Hornfelse verlaufen und von zahlreichen Lagern des Amphibolits und Hornblendeschiefers durchschwärmt werden. Lokal schalten sich den herrschenden Hornfelsen Gneisglimmerschiefer ein, insbesondere nächst dem daselbst ungefähr 300 *m* breiten Serpentinstockwerk. — Jenseits, das heißt westlich des letzteren begegnen wir mächtigen und mannigfaltigen Hornfelsen, denen sich auch hier lokal Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer und zum Teil mächtige Amphibolite einschalten, womit die Reihe der kontaktmetamorphischen Sedimentgesteine schließt. Man achte

auf die große Aehnlichkeit der Hornfelsgesteine vor und hinter der Buschiner Querverwerfung, welche so weit geht, daß sich G. v. Bukowski genötigt sah, seinen „Gneis von Hohenstadt“ (richtig Hornfels) auch in der Umgebung des Zdiarberges festzustellen und in das Kartenblatt Mähr.-Neustadt—Schönberg einzuzeichnen.

Nun folgen die Gabbroamphibolite und Gabbroamphibolschiefer, basische Randbildungen am Liegenden des Dioritgabbroganges, worauf sich Hornblendebiotit-Diorit selbst in breiter Zone entwickelt — nun wirft sich in der Gangmitte eine mächtige basische Ausscheidung von Gabbroamphiboliten ein, darauf wir zum zweiten Male einer breiten Masse von Hornblendebiotit-Diorit begegnen; endlich finden wir korrespondierend am Hangendsaalbande abermals unserem Gange angehörige Amphibolitmassen ausgeschieden. Der Symmetrie entsprechend stoßen wir schließlich auf den Hangendflügel der Schieferumwallung in Gestalt dunkler Phyllite und verwitterter Tonschiefer, womit das in Rede stehende Querprofil endigt.

Speziell die sedimentogene Schieferserie am Ostgehänge des Zdiarberges (also im Liegenden des Dioritganges) läßt einen hochwichtigen und charakteristischen Kontakthof in regelmäßiger Ausbildung erkennen, welcher durch natürliche Entblößungen gut aufgeschlossen ist. Wie wir oben gesehen haben, herrschen hier allgemein Hornfelse vor, welche aus sandig-grauwackigen Gesteinen hervorgegangen sind und durch Gneisglimmerschiefer bis zum unversehrten Tonschiefer allmälig abklingen. Innerhalb dieser Kontaktzone ist die Intensität der Umwandlung proportional der Entfernung vom Diorit. Die kontaktmetamorphisch beeinflußten Teile unserer Schieferhülle erreichen eine Gesamtbreite von 1300 *m*, davon 600 *m* auf die Hornfelse, 300 *m* auf den Serpentinzug Taubenberg—Zdiarberg und 400 *m* auf Gneisglimmerschiefer, Phyllite und Tonschiefer entfallen.

Die letztgedachten Phyllite und Tonschiefer des Marchtales enthalten an ihrer Liegendgrenze gegen den Chloritgneis des Kepernikgneismassiv, zwei Lagerzüge von blaugrauem unterdevonischem Kalkstein, in deren Begleitung bei Ober-Eisenberg—Hosterlitz und Nikles Brauneisenerze auftreten, darauf im vorigen Jahrhundert ein umfangreicher Bergbau umging, und zwar sind die Erze in dem Hochofen zu Aloistal verschmolzen worden. Auf den gedachten Kalksteinlagern geht in der Umgebung von Böhm.-Märzdorf ein lebhafter Steinbruchsbetrieb um, und zwar wird der Kalkstein in dem dortigen Ringofen zu Baukalk gebrannt. — Das umstehende Querprofil Fig. 1 durch den Zdiarberg liefert ein übersichtliches Bild von den betreffenden Lagerungsverhältnissen.

Die Hornfelse des Dioritkontakthofes in der Umgebung des Zdiarberges und seiner Ausläufer.

Auf dem Feldwege, welcher von Ober-Hosterlitz nach dem Zdiarberge abbiegt, sind die gedachten Hornfelse zutage anstehend, sie sind dickschiefrig bis plattig, selten dünnschiefrig, dicht, jedoch wenig

Fig. 1.

Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg.

NW

SO

Zdiarberg

Eisenberger Kirche

Strasse

Eisenbahn

Marchfluss

a = Hornblendebiotitdiorit. — *b* = Gabbro-Amphibolit. — *c* = Lherzolithserpentin.

1 = Hornfelse. — 2 = Muskovitgneis. — 3 = Gneisglimmerschiefer. — 4 = Pyllit. — 5 = Tonschiefer. — 6 = Kalkstein.
7 = Chloritgneis. — 8 = unbestimmte Amphibolite.

fest, pseudorhomboëdrisch kleinspaltig, Bruch splittrig. Das Streichen wurde mit 2 h 0 gd, das Verflächen 20 h unter ∢ 40—45° observiert. Der Hornfels besteht daselbst aus folgenden Komponenten: Fettglänzender Quarz ist Hauptgemengteil, wenig Feldspat, mäßig eingestreut mehr oder weniger stark verwittert Biotit, daneben findet sich etwas Muskovit, beide Glimmer in kleinsten Schuppen ausgebildet, zahlreiche große Granatkörner, zum Teil zehnmal größer als das Korn der übrigen Gemengteile, zuweilen randlich chloritisiert, viele stark metallisch glänzende Magnetitkörner nebst zahlreichen Büscheln von Sillimanit. Das Gestein ist somit als ein sillimanit- und granatführender Hornfels zu bezeichnen.

a) Disthen — Feldspat — Hornfels.

Weiter bergaufwärts am Nordgehänge der nördlichsten (fünften) Felskuppe des Zdiarberges, das gegen Unter-Hosterlitz abdacht, wurde in dortigen Hohlwegen ein feinkörniger Hornfels zutage anstehend getroffen, worin die Menge des Disthen so vorherrschend wird, daß er mit dem innig verwachsenen Feldspat sowie dem dazwischen in Lagen eingeschalteten Quarz zu den Hauptgemengteilen gestellt werden muß, dagegen fleischroter Andalusit nur Nebengemengteil ist. Akzessorisch sind sehr viele Körnchen und Oktaederchen von Magnetit im ganzen Gestein allüberall eingesprengt (der gern zu Limonit höher oxydiert), auf Strukturflächen warzenförmiger Ilmenit und schließlich spärliche Aggregate des Muskovit.

Der erst u. d. binok. M. erkennbare Disthen tritt in überaus feinen Nadeln und Fasern zu Büscheln und gedrehten Strähnen geordnet auf, zuweilen ist er radialfaserig und rosettenförmig, die Aggregate des öfteren zu einem Filz verwoben; seine Nadeln erscheinen säulenförmig, weiß, grau und erbsgelb, ihre Lage zur alten Schieferungsebene kann eine beliebige sein. Es wechseln Lagen des Feldspats mit dem filzigen und büscheligen sowie strähnigen Disthen verwachsen einerseits, und mit den Quarzlagen anderseits, dabei sind die feinen Disthenfasern meist parallel zur Schieferungsebene gestreckt und darin kreuz und quer gelagert. Derselbe ist oft in überaus feinschuppigen Serizit umgewandelt.

Im Dünnschliff u. d. P. M. erkennen wir, daß diese Felsart wesentlich aus Feldspaten, und zwar Orthoklas nebst Plagioklas besteht, um dessen Kristalle und Körner sich ein nadeliges und säuliges Mineralaggregat flaserig herumlegt, beziehungsweise dasselbe scheinbar umfließt sowie die Feldspate durchspießt. Quarz scheint bis auf einige Einschlüsse in den Feldspaten ganz zu fehlen, Glimmer suchen wir vergeblich. Das nadel- und säulenförmige Mineral erkennen wir mit völliger Gewißheit als Disthen.

Der letstere ist im durchfallenden Licht weingelb und blaßblau; der Pleochroismus zwischen bläulich, hellgelb und farblos wechselt; im Habitus langnadelig und säulenförmig nach *c*, ohne terminale Kristallflächen, gewöhnlich zackig abgebrochen oder pinselähnlich ausgefasert; fast durchwegs Zwillinge, selbst die feinsten Nadeln sind Zwillingshäftlinge nach dem Gesetz Zwillingsebene *M*,

Drehungsachse die Normale darauf, sehr häufig nach Art der Plagioklase polysynthetisch wiederholt; auch staurolithähnliche Durchkreuzungszwillinge nach ($\bar{2}12$) und anderen Flächen, jedoch nicht in gleicher Vollkommenheit wie am Staurolith. Die Spaltbarkeit durch scharfe Längsrisse parallel (100) markiert, ist sehr vollkommen, die Spaltrisse nach (010) weniger vollkommen, hierzu tritt noch eine basische Absonderung nach (001) fast immer vorhanden, jedoch die groben Risse spärlich eingeteilt. Die Lichtbrechung ist hoch $n = 1{\cdot}72$, daher das hohe Relief, wodurch sich die Disthenaggregate von ihrem feldspatigen Untergrunde scharf abheben; die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}013$ nach Maßgabe der intensiv goldgelben Interferenzfarben, dagegen $\gamma - \beta$ nur 0·007. Die Achsenebene geht durch den ebenen spitzen Winkel von (100) und ist zirka 33° gegen c geneigt, die spitze negative Bisektrix steht fast senkrecht auf (100). Die gemessene Auslöschungsschiefe auf M (100) wurde $\sphericalangle\, c : c$ 33° gefunden, dagegen ist die schiefe Auslöschung auf T (010) mit 5—8° ermittelt worden.

Der Orthoklas ist durch seine Aggregatpolarisation bemerkenswert, er ist da und dort braun und schwarz bestäubt, auch enthält er öfters als Einschluß einzelne Quarzkristalle der komb. Form $\infty P . R . -R$ deutlich unterscheidbar; selten ist er mit zahllosen punktartigen Quarzkörnchen granophyrisch durchlocht. — Der nicht zu häufige Plagioklas ist durch seine überaus feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz charakterisiert, was auf dessen sauren Charakter schließen läßt. Der Andalusit gehört bloß zu den Nebengemengteilen, er ist in der Regel so stark mit Graphitstaub erfüllt, daß er völlig schwarz und undurchsichtig wird, was seine Feststellung erschwert, das Relief der Andalusitkörner erhebt sich nur wenig über deren feldspätige Umgebung; die Schnitte desselben sind in der Regel unregelmäßig, des öfteren aber auch quadratisch geformt. — An die Disthenaggregate gebunden, finden wir häufig größere Kristalle und Körner von opakem schwarzem Magnetit.

Die Struktur dieser Hornfelse ist nicht richtungslos, vielmehr tritt die alte Schieferung in einer angenähert parallelen Anordnung des faserigen Disthen hervor, worin auch die nematoblastische Struktur des Gesteins begründet erscheint. Die vorstehend geschilderten Gemengteile stoßen entweder stumpf, zumeist aber etwas zackig aneinander, stehen also unter sich im Hornfelsverband.

b) Andalusit—Plagioklas—Hornfels nächst dem unteren Serpentinbruch bei Buschin.

In nicht minderem Grade charakteristisch und von hohem Interesse sind jene Hornfelse, die sich unmittelbar im Liegenden und Hangenden des Serpentinstockwerkes dicht unterhalb Buschin am linken Steilufer des Jokelsbaches ausbreiten und insbesondere am Liegenden des Serpentins vorzüglich aufgeschlossen sind. Diese überaus dichten Gesteine sind infolge von Pressungen im hohen Grade zerklüftet, demzufolge kleinklüftig und würfelig spaltbar, übrigens sehr zähe und fest, von muscheligem bis unebenem Bruch; ihr Korn ist

jedoch so klein, daß der Mineralbestand durch das binok. Mikr. an Streupräparaten nicht aufgelöst werden kann. Gelegentlich entwickeln sich darin Schmitze und Lagen grobkörniger Gneisglimmerschiefer; als weitaus vorwaltender Typus ist jedoch ein überaus dichter, grünlichgrauer Hornfels vertreten, welcher ebenfalls durch die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphooe zu Hornfels geworden.

Das mikroskopische Dünnschliffbild gestaltet sich folgendermaßen: Als Hauptgemengteile sind deutlich zu erkennen Quarz, Feldspat und Andalusit, die sich betreffs ihrer Mengenverhältnisse das Gleichgewicht halten und ein teils mittelkörniges, stellenweise mehr feinkörniges Gemenge vorstellen; darin liegen durch den ganzen Schliff verbreitet zahllose Skelette (keine Kristalle) von Hornblende, ferner sind zu nennen Graphitpartikeln, in der Regel als Einsschluß im Andalusit; eingesprengt sind ferner Magnetit in modellscharfen Kristallen und schlackenähnlichen Ilmenitformen. Zwischenräumlich der Körner gedachter Hauptgemengteile ziehen sich überaus feinkörnige Schmitze hindurch, welche auf das Bindemittel des Ursprungsgesteines hinweisen, womit örtlich Parallelstruktur angedeutet wird, beziehungsweise Körnerreihen ergibt. — Außerdem ist der Schliff von merkwürdigen Adern nach verschiedenen Richtungen durchzogen, welche mit Skeletten der Hornblende, kleinsten Kristallen von Andalusit, Körnchen von Quarz und Feldspat sowie feinsten Graphitteilchen erfüllt sind, es sind dies zweifellos sekundäre Infiltrationen. Durch die mehr oder weniger im Gestein angereicherte Hornblende empfängt dasselbe einen graugrünlichen Stich. Uebrigens herrscht in unserem Gestein Hornfelsverband, teils mit stumpfem Anstoßen der Körner, namentlich der Andalusite, teils nicht mit verzahntem, wohl aber buchtigem Ineinandergreifen. Glimmer fehlen dem Gestein gänzlich.

Den Feldspat im vorliegenden Gestein müssen wir wohl größtenteils dem Plagioklas zurechnen; es sind meist isometrische, zum Teil weizenkornähnliche Körner mit und ohne Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, selten auch Periklingesetz. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp$ P und M beträgt $\sphericalangle$ 10 bis 16° gegen die Trasse der meist schmalen Lamellen gemessen, entsprechend 71% Ab + 29% An, bis 64% Ab + 36% An, was basischen Oligoklas bis sauren Andesin bestimmen läßt. Viele Feldspate erscheinen infolge Verwitterung braun bestäubt.

Selbstredend ist es auch in diesem Falle das Kontaktmineral, der Andalusit, dem sich unser spezielles Interesse zuwendet; er ist teils in quadratischen Querschnitten, teils in rechteckigen Längsschnitten zu sehen, also automorph nach (110); die gute Spaltbarkeit liefert in den Querschnitten überaus feine, sich rechtwinkelig kreuzende Spaltrisse, wodurch sie eine gewisse Aehnlichkeit mit Basisschnitten farbloser Pyroxene erhalten; öfter erscheinen jedoch die Schnitte zugerundet oder sonst verstümmelt. Die geschilderten Säulchen entsprechen dem Verhältnis Dicke zur Länge 1:3 und enthalten massenhaft nicht näher bestimmbare schwarzbraune Punkteinschlüsse, die man als kohlige Substanz deutet? Andere Einschlüsse bestehen aus einzelnen Quarzkörnern und Skeletten der Hornblende.

Im Schliffe erscheint unser Andalusit farblos, aschgrau und schwarzbraun bestäubt, ohne Pleochroismus; Lichtbrechung $n = 1·64$, daher merklich höheres Relief als im Quarz, die Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0·011$ demzufolge sattgelbe Interferenzfarben, also höher als im Quarz, der optische Charakter ist negativ.

Die saftgrüne Hornblende bringt nur mannigfaltige Skelette zustande, oder es kommt nur zur Ausbildung kleiner Körner, niemals vermag sie das ihr eigentümliche Prisma zu bilden, obwohl sie intensiv grasgrün gefärbt ist, ihr Pleochroismus sehr schwach oder gar nicht vorhanden, sowie sie auch dergestalt schwach doppelbrechend ist, daß sie kaum auf das polarisierte Licht einwirkt. Dieses Verhalten der Hornblende ist für Kontaktgesteine charakteristisch.

Es kann nach obiger Zusammensetzung kein Zweifel darüber obwalten, daß wir es im vorliegenden Gestein mit einem echten glimmerfreien, andalusitführenden Hornfels zu tun haben.

c) Andalusithornfelse in den Steinbrüchen nächst dem Daubrawitzer Hof bei Nieder-Eisenberg.

An den südwestlichen Ausläufern des Bergrückens „Hora“ genannt, befinden sich oberhalb des Daubrawitzer Wirtschaftshofes, rechts am Wege nach dem fürstlichen Hegerhause zwei große Steinbrüche, welche das Schottermaterial für die Reichs- und Bezirksstraßen der Umgebung liefern, an jener Stelle wo die neue geologische Spezialkarte (1:75.000) Phyllit verzeichnet.

Diese Gesteine von eminent praktischer Bedeutung hat Verf. als Hornfelse erkannt; sie sind überaus feinkörnig und dicht, dabei ungemein zähe und hart, grobschiefrig, in dicken Bänken abgelagert, von muscheligem Bruch, das allgemeine Schichtenstreichen ist 2 h, das Einfallen im ersten Bruche 8 h, im zweiten Bruche 20 h, demzufolge die Schichten daselbst einen Spezialsattel formen. Eine Untersuchung u. d. binok. M. an Streupräparaten vermochte nur soweit Aufklärung zu bringen, daß in den gedachten Steinbrüchen zwei Gesteinsmodifikationen herrschend sind, und zwar ein bläulichgrau meliertes überaus dichtes Gestein, das heißt ein Hornfels, dem wir sogleich unten folgend eine Dünnschliff-Untersuchung widmen wollen, dagegen ist die zweite Felsart ein rötlichgrau meliertes Gestein, worin wir mikroskopisch viele Granatkörner erkennen, das also als ein granatführender Hornfels zu benennen wäre. Die Strukturflächen des ersteren Hornfelses sind mit Kalzit überrindet, demzufolge derselbe mit *HCl* lebhaft braust und wobei eine ansehnliche Menge von *FeCl* gelöst wurde.

Im Dünnschliff u. d. P. M. von dem bläulichgrauen Hornfels beobachten wir krummlinig verlaufende Körnerreihen von Andalusit und Quarz als Hauptgemengteilen, zwischen deren Körnern sich ein fast submikroskopisches Aggregat hindurchschlängelt, das wahrscheinlich aus kleinsten graphitischen und quarzigen sowie andalusitischen Partikeln besteht, das allem Anscheine nach aus dem Bindemittel des sedimentogenen Ursprungsgesteins entstanden ist; dasselbe Aggregat läßt zum Teil eine lagenweise Anordnung

erkennen und verrät dadurch die ursprüngliche Schieferung, die im fertigen Hornfels verschwunden ist. Im Schliff regellos verteilt finden sich nest- und aderförmig angehäufte Aggregate von gelbbraunem Titanit (Grothit) nebst feinhaarigem rotbraunem Rutil, welche in ihrem Innern noch Relikte von Ilmenit bewahren, die uns betreffs der abgelaufenen Umwandlungen nicht im Unklaren lassen. Akzessorisch sind modellscharfe Kristalle von Magnetit und mannigfaltig gefaltete, skelettartige Ilmenitformen und vereinzelte Körner von Plagioklas, dagegen Biotit und Muskovit gänzlich fehlen.

Während den übrigen Gemengteilen (bis auf den Magnetit) automorphe Ausbildung mangelt, eignet solche dem Andalusit im hohen Grade; derselbe bringt vorwiegend quadratische Basisschnitte, weniger parallelogrammische Längsschnitte zur Geltung, welche zusammen dem gedrungenen Prisma (110) . (001) entsprechen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist in den quadratischen Querschnitten nicht zu erkennen, dagegen bemerkt man in den Längsschnitten sehr feine parallele Längsrisse. Im Dünnschliff aschgrau, ohne Pleochroismus; Achsenebene ist (010) spitze Bisektrix $a = c$, der optische Charakter ist negativ, gerade Auslöschung parallel zu den Prismenkanten, Lichtbrechung $n = 1{\cdot}64$, demzufolge gegen Quarz höheres Relief, dagegen die Doppelbrechung auf (010) etwa wie Quarz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007$, dagegen auf (001) nur $\gamma - \beta = 0{\cdot}005$, daher die graublauen Interferenzfarben. Besonders charakteristisch ist die Anordnung der graphitischen Einschlüsse, womit fast alle Individuen dicht erfüllt sind, sie sind in der Regel zentral angehäuft, hingegen die Ränder der Kristallschnitte frei bleiben; außerdem sind die Andalusitschnitte von einer Unmasse kleinster Quarzkörnchen poikilisch durchwachsen, so daß sie fast gänzlich durchlöchert aussehen. — Die aus den kleinsten Individuen zusammengefügten Titanitaggregate sind in Form von Nestern und Adern (Grothit), selten in Einzelkristallen (farbloser Titanit), akzessorisch Rutil durch den ganzen Schliff verbreitet. Daß diese Menge Titansäure nicht in dem toniggrauwackigen Ursprungsgestein vorhanden war, ist klar, zweifellos ist sie später durch die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphose zugeführt worden.

Die Struktur des Gesteins entspricht dem pflasterartigen Hornfelsverband, es findet insofern kein stumpfes Anstoßen der Körner statt, als sie unmittelbar vor dem geschilderten umgewandelten Bindemittel umschlossen werden. Somit stellen es Struktur und Mineralführung außer allen Zweifel, daß wir es in den Steinbrüchen beim Daubrawitzer Hof mit einem für Eruptivkontaktgebilde so überaus charakteristischen Andalusithornfels zu tun haben. — Das zweite in denselben Schotterbrüchen vorkommende, ebenfalls für Beschotterungszwecke ausgebeutete Gestein müssen wir demnach als einen granatführenden Andalusithornfels bezeichnen.

Mit vorstehenden Untersuchungen ist der Nachweis erbracht, daß in der Umgebung des Serpentinstockwerkes Buschin—Taubenberg—Zdiarberg teils Andalusit-Plagioklas-Hornfelse, teils Disthen-Feldspat-Hornfelse vorherrschend sind, welche den dioristischgabbroiden Ganglakkolith in seinem Liegenden begleiten und den Serpentinfels rings umschließen.

Am Linksgehänge des Tschödrichertales ist der kontaktmetamorphisch beeinflußte Schiefermantel auf der Anhöhe Stražnitza bei Hosterlitz rund 700 *m* mächtig und zeigt folgende Entwicklung:

Zunächst treffen wir auf dem Feldwege, welcher aus dem Oberdorf nach der Stražnitza führt

1. stark verwitterte Tonschiefer und Phyllite,
2. rostigbraungelbe granatführende Muskovitschiefer blättrig und schiefrig.

Bevor wir in den Hochwald am Ostgehänge des Wolfsberges (Kote 568 *m* der Spezialkarte 1 : 75.000) eintreten, finden sich weiter

3. dichte dunkelgraue Andalusithornfelse mit eingesprengter Hornblende und Biotit,
4. dichter erbsgelber Biotithornfels mit neugebildetem Granat, harzglänzendem Staurotith, Turmalin (Schörl) und mettallisch glänzendem Magnetit eingesprengt. Alsdann beschließen diese Reihe der Kontaktgebilde:
5. dichter erdfarbiger und erbsgelber normaler Hornfels mit spärlichem Biotit und Muskovit, viel eingesprengtem Magnetit, der gern zu Limonit verwittert. Solcher Hornfels ist besonders mächtig entwickelt in der Zone, welche unmittelbar an die Gabbroamphibolite am Liegendsaalbande der Dioritgabbroganges anstößt.

Der Hornfelszone sind Hornblendeschiefer, beziehungsweise Amphibolite von geringer Mächtigkeit eingelagert; die Breite der ersteren beträgt auch hierorts beiläufig 600 *m*.

Der große Dioritgabbrogang zeigt auch im Tschödrichertal eine Breite von rund 2 *km* und besitzt genau wie bei Buschin außer den beiden Amphibolitzügen am Liegend- und Hangend-Saalbande eine auffallend mächtige Gabbroamphibolitzone in zentraler Lage, welche ungefähr 600 *m* in der Breite mißt und speziell in der Waldstrecke Bukowa und auf der Karlovahora mit ihren dunklen und wild zerklüfteten Felsmassen zutage ansteht.

Die gewaltigen Dioritmassen in der bezeichneten Lokalität sind als quarzführender Hornblendebiotit-Diorit, und zwar in zwei Varietäten vertreten: einer dunklen mit viel tombakbraunem Biotit, dann einer hellen Varietät, darin der letztere zurücksteht, dagegen Plagioklas sich mehr in den Vordergrund schiebt, dem sich Quarz zugesellt. Beide Varietäten enthalten als Gemengteile grüne und braune Hornblende mit dem Biotit innig verwachsen, akzessorisch sind viele Körner und Kristalle von braun- und goldgelbem Titanit sowie auch Rutil häufig mit dem Biotit verwachsen, Magnetit scheint nicht zu fehlen. In der hellen Dioritvarietät überwiegt die Menge der Hornblende den Biotit; auf ihren Verwitterungsflächen kann man deutlich unterscheiden, daß die Menge des Quarzes gegen diejenige des Plagioklases wohl zurücksteht, aber immerhin sehr erheblich ist; schätzungsweise besteht unser Gestein aus 50 % Hornblende und Biotit, 30 % Plagioklas und 20 % Quarz. Solcher Quarzglimmerdiorit ist namentlich auf der Karlowahora in 1·5 *m* mächtigen, nach 2 h streichenden, 20 h fallenden Bänken abgesondert und hier in großen

nackten Felsmassen zutage anstehend, so daß in dieser Lokalität als auch am Wolfsberg Gelegenheit geboten wäre, den Diorit in großen Werkstücken für die Steinindustrie auszubeuten.

Daß Kalksilikatfelse unter den durch unseren Ganglakkolithen hervorgerufenen Kontaktgebilden nicht fehlen, überzeugte sich Verf. im Nicklesgraben, wo man am Hangenden des gedachten großen Dioritgabbroganges an der Grenze gegen die Serpentinfelsmassen des großen Lerchberges Kontaktgebilde beobachtete, welche insbesondere durch ihre ausgebreitete Epidot- und Granatbildung charakterisiert sind. Dieses Gestein besteht im vorliegenden Falle aus einem überaus feinkörnigen Gemenge von neugebildetem Epidot, Granat, Pyroxen (Diopsid?), Plagioklas nebst Chlorit, akzess. Titanit und Ilmenit, worin sich viel Kalzit als Reste der Ursprungsgesteine erhalten hat. — Indem die Hauptkomponenten dieser Kontaktgebilde auseinander treten, wird Epidotfels nebst Granatfels ausgebildet, oder Epidot und Granat folgen sich in abwechselnden Lagen und Trümmern, so wie auch das Kontaktgestein bloß durch Epidot gelbgrün oder durch Granat orangerot gefleckt ist. Speziell der Epidotgranatfels ist stellenweise mehr oder weniger porös und erhält dadurch das Aussehen eines Sinterungsproduktes. Die gedachten Kontaktgesteine brausen stark mit Säuren, welche Reaktion ebenfalls auf die Anwesenheit eines bedeutenden Kalzitgehaltes hinweist.

Diese Kalksilikatfelse sind jedenfalls auf die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphose zurückzuführen und nicht etwa auf die Einwirkung der ultrabasischen Eruptivgesteine (Serpentinstöcke), weil die Möglichkeit der Kontaktmetamorphose bereits früher erschöpft war, denn die gedachten Kontaktgebilde hatten bereits vor den ultrabasischen Nachschüben ihre vollkristalline Beschaffenheit erlangt.

Querprofil des metamorphen Dioritgabbroganges im oberen Marchtal oberhalb Hannsdorf.

Ein großartiges natürliches Querprofil durch den gedachten gigantischen Ganglakkolith und seiner symmetrischen kontaktmetamorphen Schieferumwallung liefert das obere Marchtal zwischen Hannsdorf und Blaschke, welches hier als typisches Quertal verläuft, vervollständigt durch die instruktiven Aufschlüsse längs der mährischen Grenzbahn, und zwar tiefe Felseinschnitte und große Tunnelanlagen.

Unmittelbar westlich der Station Hannsdorf bis zur nächsten Wegübersetzung stehen tonschieferähnliche Phyllite an, die von Minettefelsgängen durchsetzt werden; nun folgt eine mächtige Partie muskovit-biotitreicher Schiefergneise und zuletzt jene Hornfelszone, welche sich gegen die Kolonie Weinberg fortsetzt, womit die sedimentogene kontaktmetamorphische Gesteinsserie abschließt. — Nun folgt die mächtige Masse der Gabbroamphibolite des Liegendzuges, darauf liegt der dunkle grobkörnige Hornblendebiotitdiorit, welcher von hier über Waltersdorf, Hohenseibersdorf, Kratzdorf gegen NNO fortstreicht. Der Hornblendebiotitdiorit läßt auch hier durchwegs NW-Fallen seiner

dicken Bänke erkennen und liegt darin der Blaschker-Tunnel. Am Westausgange des letzteren beginnt jene mächtige Partie der hangenden Gabbroamphibolite, welche bei dem Bahnviadukt nächst den letzten Häusern von Blaschke die Bahnstrecke übersetzt, hier auf ungefähr 100 *m* vorzüglich durch den Felseinschnitt aufgeschlossen ist und daselbst Glaukophanite umschließt, welche bisher gänzlich unbekannt geblieben sind, daher weiter unten der Gegenstand eingehender Untersuchung werden sollen. Die Amphibolitzone streicht konform dem allgemeinen Gangstreichen nach NNO mit steilem Westfallen.

Um den symmetrischen Bau der sedimentären Schieferumwallung zu vervollständigen, setzt nun eine eingeklemmte, steil aufgerichtete Partie von blauschwarzem glimmerschieferähnlichem Phyllit ein, speziell bei Woitzdorf mit südöstlichem, also gegen die Dioritgabbrozone gerichtetem Einfallen.

Vor und hinter dem langen Woitzdorfer Tunnel finden wir rote Muskovit-Augengneise mit NW-Fallen; sie sind feldspatreich und halten bis zum westlichen Ausgang der Station Grumberg-Mohrau an, wo sie steil aufgerichtetes SO-Fallen darbieten. Nun übersetzt die Bahn die March, verläßt das rechte Ufer und entwickelt sich am linken und hier stehen beim Gasthause Langer typische graue Biotitaugengneise, welche sehr feldspatreich, über Kleinmohrau hinaus in mächtiger Zone verbreitet sind und steiles wechselndes Einfallen ihrer Bänke beobachten lassen. Diese Augengneise gehören bereits jener ausgebreiteten Zone von Intrusivgneisen an, aus denen der meridionale Koppenzug des Spieglitzer Schneegebirges aufgebaut erscheint. —

In dem Erosionsgraben, welcher hinter der Eisenbahnstation Hannsdorf gegen die einsame Kolonie Weinberg (am Römerberge Kote 666 *m*) hinaufführt, kann die kontaktmetamorphische Gesteinszone unseres Ganglakkolithen in guten Aufschlüssen studiert werden. Daselbst sind am linken Grabengehänge hauptsächlich einförmige Hornfelse verbreitet, dagegen am Rechtsgehänge mannigfaltige sedimentäre Schiefergneise in nackten Felsmassen zutage anstehen, und zwar solche, die reich sind an tombakbraunem Biotit, andere aber neben kleinschuppigem Biotit viel großschuppigen Muskovit führen; demselben sind Lager von Feldspat-Amphiboliten eingeschaltet. —

Oben pag. 7 erwähnte Liegendphyllite mit ihren Kalksteinlagern lassen sich einerseits in der Richtung gegen SSW längs des Marchtales bis dicht vor Ober-Eisenberg verfolgen; anderseits gegen NNO füllen sie die Gebirgsrinne des Mittelbordtales und des Ramsauer Joches aus und verbreiten sich innerhalb der stehenden Gebirgsfalte (Sattel und angrenzende Mulde) zwischen Goldenstein und Mährisch-Altstadt. —

Die Fortsetzung der Phyllite am Hangenden finden wir einerseits südsüdwestlich bei Niklesdorf, wo sie als Glimmerschiefer ausgebildet von mächtigen Serpentinstöcken durchbrochen werden, in derselben Richtung finden wir sie an der Buschiner Querstörung auf dem Berge Hambalek; anderseits in nordnordöstlicher Streichsrichtung hat sie Verf. bei Neudorf und vor

Neu-Rumburg zwischen dem Dioritgabbrogang und der weit verbreiteten Zone grobkörniger bunter Biotitmuskovitgneise eingeklemmt gefunden. — Westlich Kunzendorf am Kunzenberge und seinen südlichen Ausläufern lagern zunächst den Dioritmassen: Graphithaltige Amphibolite, Glimmerschiefer und dunkle Phyllite als auch helle Hornfelse, demnach eine Schichtenserie, wie wir sie am entgegengesetzten Saalbande unseres gangartigen Lakkolithen, nämlich auf dem Klein- und Groß-Würbener Gebirgssattel mit seinen Graphitflözen weiter unten antreffen werden. —

Gabbro-Amphibolite und Gabbro-Glaukophanite nächst Blaschke im oberen Marchtal.

Längs der Eisenbahnstrecke Hannsdorf—Grulich im oberen Marchtal stoßen wir bei dem ersten Eisenbahnviadukt oberhalb der Haltestelle Blaschke auf den hangenden Amphibolitzug unseres großen Dioritgabbroganges, welcher daselbst durch einen tiefen Felseinschnitt vorzüglich aufgeschlossen ist. Der Amphibolitzug ist an dieser Stelle ungefähr 120 *m* breit und ist hauptsächlich aus Feldspat-Amphiboliten, untergeordneten Hornblendeschiefern zusammengesetzt, welche deutlich Bankung und Schieferung erkennen lassen, sie stehen fast am Kopf oder schießen steil nach Westen ein. — Dann fallen uns sofort die hellblaugrünen Glaukophanite auf, die 6 bis 8 *m* mächtige Einschaltungen bilden und mit den schwarzgrünen Amphiboliten in Wechsellagerung stehen, sowie sie am Liegenden und Hangenden unseres Amphibolitzuges in gleicher oder auch stärkerer Mächtigkeit auftreten, oder sie setzen unregelmäßig mehr oder weniger umfangreiche Zonen zusammen. Bei genauer Betrachtung finden wir auch die dunklen Amphibolite von den hellblaugrün gefärbten Glaukophaniten in Adern und Trümmern durchzogen.

Der makroskopische Befund ergibt, daß der Glaukophanit als ein grünblaues und blaugraues, weiß gestreiftes oder weiß geflecktes, dickbankiges und dickschiefriges Gestein mit dichtem bis feinkörnigem Gefüge erscheint. Die beiden Hauptgemengteile Glaukophan und Feldspat stehen teils im innigen Gemenge, teils in lagenweiser Anordnung; hierzu gesellen sich Relikte von gemeiner Hornblende und geringe Mengen von Ilmenit. U. d. binok. Mikr. erkennt man an Streupräparaten, daß der Glaukophan teils blättrigen, teils stengeligen, weniger einen ausgesprochen prismatischen Habitus besitzt, welcher bis zur Feinblättrigkeit und Feinfasrigkeit herabsinken kann; die Blätter und Fasern meist parallel, aber auch verworren und verfilzt angeordnet; seine Farbe ist im Auffallicht hellblaugrau bis tiefblaugrau, im Durchfallicht hellblau bis farblos; diese Farben übergehen in anderen dieser Glaukophane in hellblaugrau, beziehungsweise gelblichgrün; der Strich ist bläulichgrau, Glasglanz herrschend, auf Spaltflächen Perlmutterglanz. — Inmitten der Glaukophanaggregate findet man eine schwarzgrüne, schilfig-stengelige gemeine Hornblende von ausgesprochen prismatischem Habitus, es sind dies jedoch nur Ueberreste, mit dem Glaukophan durch regelrechte Ueber-

gänge verknüpft. — Der Feldspat ist weiß oder violettrosa gefärbt und in Form unregelmäßiger Körner mit dem Glaukophan innig verwachsen oder in selbständigen Lagen und Streifen konzentriert, als auch mit den Glaukophanlagen in vielfach wiederholter Wechsellagerung verknüpft. Zu den untergeordneten Gemengteilen gehört der haarbraune Ilmenit, davon die Feldspat-Glaukophanite zahllose Einzelnkörnchen und viele braune Flecken (Häufchen) enthalten, und zwar nicht nur im Glaukophan, sondern teilweise auch im Feldspat.

Im Dünnschliff u. d. P. M. findet man, daß der Glaukophan teils in rundlichen und unregelmäßigen Körnern und Lappen, als auch in langprismatischen Kristallen ausgebildet ist, und zwar letztere begrenzt von ∞P (110) = 124° 30′, terminal von P (111). $P \infty$ (101); andere Kristalle von ∞P (110). $\infty P \infty$ (100), wobei die Prismen mit ihren Hauptachsen parallel der Lagen, beziehungsweise Schieferungsebene gestreckt erscheinen, demzufolge man im Querschliff meist Querschnitte der Prismen zu sehen bekommt. (Siehe nebenstehende Textfigur 2); derselbe zeigt ferner ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit nach ∞P (110) mit dicht gedrängten Spaltrissen bis zur Feinfasrigkeit und scharfmarkierte Querabsonderung senkrecht c. Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100), oft in mehrfach wiederholten Lamellen eingeschaltet, sowie auch Zwillingsbildung nach $o P$ (001), worauf die scheinbar hemimorphe Ausbildung an den beiden Enden zurückzuführen ist. — Unter den größeren Glaukophankristallen findet man solche, welche quer zur Hauptachse zerbrochen sind und sodann später mit Feldspatmasse wieder ausgeheilt wurden. Verwachsungen des Glaukophan mit Hornblende sind allgemein verbreitet, wie unter $\times$ Nikols aus den entsprechenden Interferenzfarben hervorgeht; hierbei findet man, daß die Längsschnitte der Kristalle an den beiden Enden der c-Achse violett aus Glaukophan, dagegen die Mitte grün aus Hornblende bestehen; oft sind zahlreiche violette und himmelblaue Lamellen des Glaukophan parallel den Spaltrissen nach ∞P (110) der grünen Hornblende eingeschaltet was an Perthit erinnert; umgekehrt sind grüne Lamellen der Hornblende dem violetten Glaukophan interponiert, daher dem Antiperthit ähnlich; wiederum andere Kristalle sind auf grünem Grunde himmelblau gefleckt und umgekehrt. Hieraus ersehen wir die innige Durchdringung der Hornblende- und Glaukophanmoleküle und die Ausbildung der glaukophanartigen Hornblende. — Die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Kristallen auf (010) gemessen und zumeist $\sphericalangle\, c : \mathfrak{c} =$ 10° im spitzen Winkel β gefunden, es ist also die der c-Achse zunächst liegende Bisektrix, Achse der kleinsten Elastizität $\mathfrak{c}$, γ liegt in der Längsrichtung, zum Unterschiede von dem ähnlich gefärbten Riebeckit. Lichtbrechung $n = 1{\cdot}65$, Doppelbrechung ist $\gamma - \alpha = 0{\cdot}022$. Der Pleochroismus ist in den sehr dünnen Schliffen $\mathfrak{a}$ gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ hellblau, $\mathfrak{c}$ blaugrün, also die Absorption $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Ebene der optischen Achsen ist die Symmetrieebene. Nach diesen Eigenschaften zu schließen gehört unser Glaukophan zu jener Reihe von Uebergangsgliedern, welche in der Richtung nach der grünen Hornblende liegen. Manche dem Feldspat zunächst liegende Aggregate von Glaukophan enthalten eine Menge von eingewandertem haarbraunem Ilmenit, der jedoch teilweise zu weißem Leukoxen umgewandelt ist. An manchen größeren

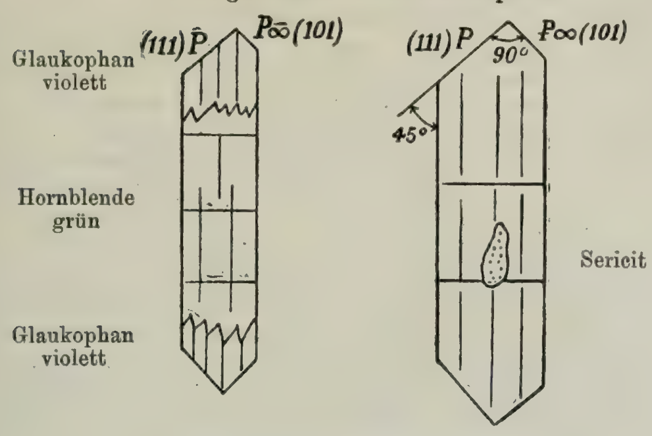
Lappen des Glaukophan konnte ich die Umwandlung in Chlorit feststellen in der Weise, daß sich parallel den Spaltrissen des Glaukophan parallelblättrige Aggregate von schwächer lichtbrechendem lauchgrünem Klinochlor einschalten.

Fig. 2.

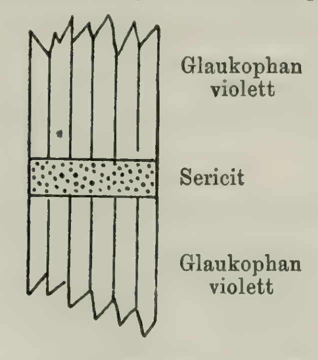
Querschnitte des Glaukophan.



Längsschnitte des Glaukophan.



Zerbrochener großer Glaukophan.



Der Feldspat der mit Glaukophan wechselnden Feldspatlagen ist in größeren Körnern entwickelt, derselbe ist farblos, zeigt aber, wie in Gabbrogesteinen, gewöhnlich eine fleckweise auftretende ausgebreitete haarbraune Färbung, die von staubförmigen Interpositionen herrührt, welche dem Ilmenit angehören und zum Teil opake, rundscheibenförmige und quadratische Durchschnitte erkennen lassen.

Daß es sich tatsächlich um Ilmenit, keinesfalls Magnetit oder Hämatit handelt, geht unzweifelhaft daraus hervor, daß man bei abgeblendeten, Spiegel deutlich die Umwandlung in milchweißen Leukoxen verfolgen kann.

Unter × Nikols macht man jedoch die überraschende Wahrnehmung, daß sich an Stelle des Feldspates eine überaus feinschuppige bis dichte Mineralmasse ausbreitet, welche im hohen Grade die Erscheinung der Aggregatpolarisation, von geringer Licht- und starker Doppelbrechung, ganz ähnlich dem Muskovit, daher die leuchtenden Interferenzfarben zeigt; vom Feldspat selbst und seiner Textur ist keine Spur mehr übriggeblieben. Es besteht kein Zweifel darüber, daß diese parallelblättrigen, zum Teil rosettenförmigen, überaus winzigen Aggregate zum größten Teile dem Serizit angehören. Andere Feldspatkörner sind in feinkrümelige und erdige Masse umgewandelt, die nur sehr schwache Aggregatpolarisation in niedrigen Interferenzfarben darbietet, was auf sehr schwache Licht- und Doppelbrechung hinweist, dieselben sind wohl zum Kaolin zu stellen. Magnetit ist nur in sehr vereinzelten würfeligen opaken Kristallen eingesprengt.

Unter der Einwirkung der Atmosphärilien schreitet die Serizitisierung und Kaolinisierung der Feldspäte stetig weiter fort, bis schließlich im einzelnen Falle ein weißes bis grünlichweißes Gestein übrigbleibt, bestehend aus einer feinschuppigen und feinstengeligen sowie feinerdigen Masse, deren Lamellen und Stengel weiß, undurchsichtig sind, nur in dünnen Blättchen und an den Kanten farblos und durchsichtig sind, der Bruch flachmuschlig und feinerdig, mit dem Fingernagel ritzbar, Härte 2·0 .... spezifisches Gewicht 2·3 —2·4, fühlt sich mager an und hängt nicht an der Zunge. In der vorwiegend weißen Mineralmaße von Serizit-Kaolin bemerkt man stellenweise zeisiggrüne und gelbgrün gefärbte Minerallaggregate, welche wohl noch Überreste von Glaukophan, beziehungsweise des Klinochlor darstellen. Zahlreiche sporadisch verteilte, schwarzbraune Flecken dürften sich wohl als Häufchen von Ilmenit zu erkennen geben. —

Bezüglich der Glaukophanbildung sind wir nach Maßgabe der mikroskopischen Beobachtungen zu dem Schlusse berechtigt, daß sich dieselbe epigenetisch in den Feldspat-Amphiboliten und Hornblendeschiefern in der Weise vollzieht, daß zunächst immer mehr Hornblende-Individuen der Glaukophanisation anheimfallen, bis diese ersteren nur noch in wenigen Resten erhalten geblieben sind und schließlich das Glaukophangestein daraus hervorgeht. Betrachtet man die Erscheinungsweise der Amphibolitmassen in dem tiefen Felseinschnitt nächst der Eisenbahnhaltestelle Blaschke und die Verteilung der Glaukophanite innerhalb der ersteren, so scheint der Prozeß der Glaukophanisation von den örtlichen Gesteinsklüften und -Spalten ausgegangen zu sein, die heute noch bestehen oder vor der Adjustierung dieser Gesteinsmassen früher hier bestanden haben, längs welchen die Glaukophanbildung sich vollzogen hat. Allmählig sind davon immer größere Gesteinspartien erfaßt worden, bis der Prozeß schließlich durch die ganze Masse der Glaukophanite gediehen ist; derselbe wurde insbesondere an den

Grenzflächen, das ist am Liegenden und Hangenden der gabbroiden Amphibolitzone begünstigt, wo wir tatsächlich die mächtigeren Glaukopanitlager feststellen konnten. —

Auf Grund obiger Untersuchungen und Beobachtungen hat sich Verf. seine Ansicht über die Entstehung unserer serizitisierten und kaolinisierten Glaukophanite dahin gebildet, daß die Glaukophanisation der Gabbroamphibolite frühzeitig nach der Intrusion des großen metamorphen Dioritgabbroganges und seiner ultrabasischen peridotitischen und yproxenitischen Stockgefolges einsetzte, und zwar ist sie hervorgebracht worden durch juvenile Thermalwässer und Lösungen, welche im Gefolge der gedachten Intrusionen auftraten. Die Serpentinisierung der Pyroxenite und Peridotite, die wir weiter unten im großartigen Maßstabe kennen lernen werden und die Glaukophanisation der Amphibolite sowie die Serizitisierung und Kaolinisierung ihrer Feldspate sind zusammenhängende, ursächlich verknüpfte Vorgänge, welche auf posteruptive Prozesse zurückzuführen sind und in diesem Sinne sich als Wirkungen der Kontaktmetamorphose darstellen, die jedoch nicht allein exogen die Sedimente, sondern auch endogen die Intrusivmassen selbst ergriffen hat. —

Eine primäre Entstehung der Glaukophangesteine wie, sie von dem Vorkommen auf Syra und Syfnos (in den Kykladen) behauptet wurde, ist für unsere Vorkommnisse nach ihrer geologischen Erscheinungsweise und deren Verteilung innerhalb der gabbroiden Amphibolitzone ausgeschlossen, ebensowenig ließen sich im Dünnschliffe u. d. P. M. stichhaltige Beweise dafür erbringen.

Dagegen führten die Untersuchungen amerikanischer Geologen wie Ransomes[1]) und Lawson[2]) zu der Auffassung, daß zwischen den Eruptivgesteinen und glaukophanführenden Gesteinen genetische Beziehungen existieren müssen. Die beiden genannten Forscher sprechen auf Grund ihrer Beobachtungen auf der Insel Angel im Golf von San Francisco die Ansicht aus, die Entstehung der dortigen Glaukophangesteine ist auf eine kontaktmetamorphische Wirkung seitens des Serpentins und anderer basischer Gesteine zurückzuführen; was mit den oben vom Verf. gemachten Erfahrungen in naher Übereinstimmung steht. —

Minettefels und seine exogenen Kontaktgebilde.

Im Gegensatz zu der Erzart „Minette“ (alter Name der lothringischen Eisenoolithe) wird hier das fälschlich Minette benannte Ganggestein zum Unterschied „Minettefels“ genannt.

Der große Liegendzug von Phylliten in der Gebirgsrinne des Mittelbord- und Marchtales ist in dem großen Eisenbahnanschnitt hinter dem Lokomotiv-Heizhause der Station Hannsdorf in einer hoch aufragenden Felspartie über eine ansehnliche Fläche vorzüglich bloßgelegt. Hier ist dem

---

[1] Univ. of. Calif. Bull. of the Dep. of Geol. V. I. N. 7, pag. 211.

[2] 15. Annual. Report U. S. Geol. Survey Washington 1895, pag. 431.

Verf. gelungen, schwache Gänge von Minettefels aufzufinden. — Der Phyllit erscheint hier dunkelbraun, fettglänzend und mehr oder weniger tonschieferähnlich, das Schichtstreichen ist h 2, das Verflächen h 20 und h 21 unter ∢ 45°. Der Minettefels durchbricht diesen Phyllit im speziellen Falle als 0·5 bis 1·25 *m* mächtiger Gang, dessen Streichen wohl parallel zum Hauptstreichen des Nebengesteins gestreckt ist, dessen Verflächen jedoch entgegengesetzt steil gegen SO erfolgt oder derselbe erscheint am Kopf stehend.

Der Minettefels hat im frischen Zustande eine dunkelgrauschwarze Farbe, ein meist mittelgroßes bis fart dichtes Korn, darin unter den Gemengteilen auf den ersten Blick sofort ein tiefbrauner Biotit auffällig wird. Derselbe erscheint als ein hypidiomorphkörniges Ganggestein aus der Gefolgschaft der dioritisch-gabbroiden Tiefengesteine unseres großartigen Ganglakkolithen und nach der Beobachtung an Streupräparaten u. d. binok. M. in ausgezeichneter Weise durch die Mineralkombination Biotit-Amphibol-Orthoklas als Hauptgemengteile charakterisiert; akzessorisch ist eisenschwarzer Magnetit und speziell ein mehr oder weniger hoher Gehalt an Magnetkies, welche das hohe spezifische Gewicht des Gesteins bedingen. — In anderen Gangpartien ist die Menge des tiefbraunen Amphibols größer; er vermehrt sich auf Kosten des Biotits und wird alsdann zum ersten Hauptgemengteil; derselbe ist in der Regel schlank säulenförmig, liegt in der Gesteinsmasse richtungslos kreuz und quer umher, des öfteren die Säulen bündelförmig aggregirt.

Am Biotit ist magmatische Korosion öfters festzustellen, er ist gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig; es tritt bloß oberflächliche Bleichung unter Ausscheidung von Limonit ein.

Die Umwandlung des Amphibols kann stufenweise von außen nach innen der Individuen fortschreitend verfolgt werden, indem ihr Fe_2O_3 in $2\,Fe_2O_3 \,.\, 3\,H_2O$ übergeht und dadurch eine Gelbfärbung hervorgerufen wird unter Abscheidung von Karbonaten und Limonit im Endstadium. — Als jüngster Gemengteil ist der Feldspat anzusehen, es scheint ein nach M tafelförmiger Orthoklas vorzuliegen? Bei Behandlung des Gesteins mit Säuren zeigt sich lebhaftes Aufbrausen.

Die Gangstruktur ist eine mehr oder weniger konkretionäre, so daß die Verwitterung wollsackähnliche Blöcke und viele kopfgroße Kugeln und Ovoide liefert, welche aus der übrigen Gesteinsmasse leicht herausfallen. Die Oberfläche dieser Blöcke und Kugeln ist in der Regel mit einer kaffeebraunen, bröckligen 0·5 bis 5 *cm* dicken Verwitterungsrinde bedeckt, welche sich im Anfangsstadium auf den Zerklüftungsflächen des Eruptivgesteins bildet und auf die oberwähnten Oxydationsprodukte hinweist.

Dünnschliffbild des Hornblende-Minettefelses.

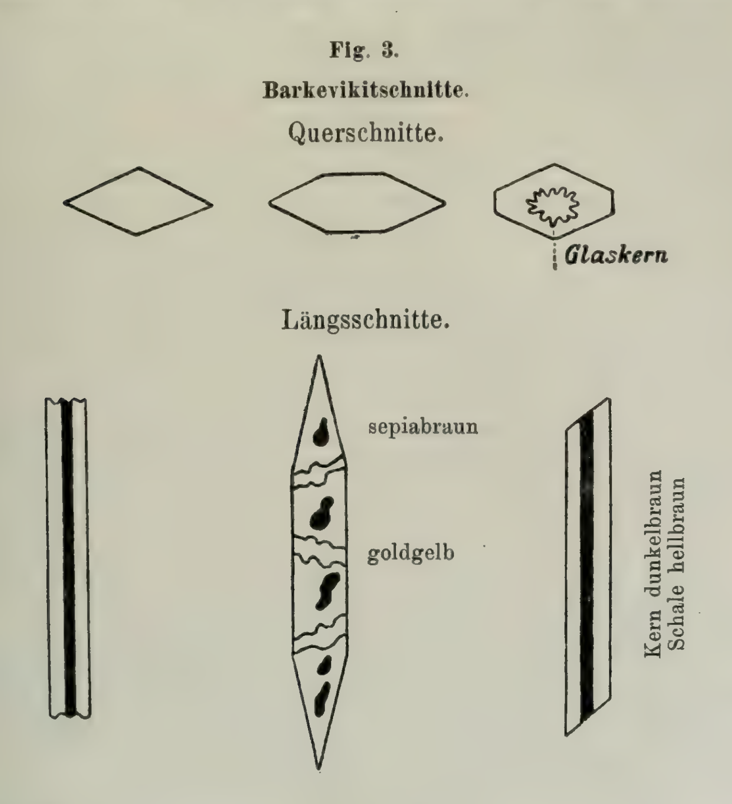
Die Untersuchung u. d. P. M. hat man an Dünnschliffen der herrschenden feinkörnigen Gesteinsart ausgeführt. Wir finden zunächst, daß die tatsächliche Struktur u. d. M. eine holokristallin-porphyrische ist mit Feldspat als Grundmasse, darin sich eine Unmasse von kleinen Kriställchen basalt. Hornblende beteiligt, die

jedoch mit den großen Individuen derselben derartig übereinstimmen und durch alle Größen miteinander verknüpft sind, daß man unmöglich von einer Wiederkehr ihrer Bildung, oder zwei Generationen sprechen kann. Dasselbe gilt von dem Biotit, welcher den dritten Hauptgemengteil abgibt. —

Der Feldspat ist ausnahmslos ungestreift, ohne jede Zwillingsbildung; regellos geformt, selten sind leistenförmige oder rektanguläre Durchschnitte auf Begrenzung durch P und M oder ∞P hinweisend, die Lichtbrechung $n = 1{\cdot}52$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der

Fig. 3.

Barkevikitschnitte.



graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}006$; zuweilen ist ein schwächer doppelbrechender Kern von einer stärker brechenden Anwachsschale umschlossen. Größere Individuen dieses Feldspates befinden sich in einem mehr oder weniger fortgeschrittenen Zustande der Umwandlung zu zwillingstreifigem Kalzit und stark doppelbrechendem schuppigem Serizit. Nach diesem Verhalten ist der Feldspat ein Orthoklas mit beigemengtem verstecktem Plagioklas. — Die frischen Feldspäte enthalten massenhaft Einschlüsse von isotropem farblosem Gesteinsglas, die öfters so unverhältnissmäßig groß sind, daß sie zum Wirt werden; hierzu gesellen sich Einschlüsse von Hornblende- und Biotitmikrolithen; selten ist granophyrische Verwachsung mit überaus feinkörnigem Quarz; solche Erscheinungen verweisen auf fortschreitende

Entglasung eingeklemmter Magmareste in rasch abgekühltem Gestein.

Die Hornblende ist im Schliff tiefbraun (sepiabraun), sie erscheint im hohen Maße automorph, von langprismatischem Habitus, ihre Kombinationsformen sind: (110).(011) oder aber (110).(100).(011) häufig auch (110).(010).(011), außerdem anstatt letzterem steile Pyramide als Endbegrenzung; ohne Zwillingsbildung. — Die Spaltrisse nach (110) sehr zart oder ganz fehlend; die Lichtbrechung ist $n = 1{\cdot}72$, die Doppelbrechung nach den düsteren blaugrünen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$, es kommen jedoch die letzteren wegen der tiefen Eigenfarbe nicht immer zur Geltung. Von Quersprüngen aus verbreitet sich in den großen Individuen eine stärkere doppelbrechende Hornblendesubstanz mit $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$ nach den goldgelben Interferenzfarben zu schließen, diese löscht jedoch infolge Achsendispersion nur schwer oder in keiner Stellung aus. Die Auslöschungsschiefe ∢ $c:c$ beträgt im Durchschnitt 8^0 im stumpfen ∢ β, der Pleochroismus ist kräftig $\mathfrak{a}$ hellbraun, $\mathfrak{b}$ braun auch gleich, $\mathfrak{c}$ dunkelbraun bis rotbraun; Zonarstruktur derartig, daß ein tiefdunkelbrauner Kern von einer schwächeren hellbraunen Schale umschlossen wird, andere Kristalle in solchen Farben gefleckt. Die großen Hornblenden sind mindestens 10- bis 20 mal größer als die kleinen Hornblende-Mikrolithe. Diesem Verhalten zufolge ist diese Hornblende eine basaltische vom Typus Barkevikit.

Die zweite Art der Hornblende, welche mit der ersten Art durch Uebergänge verknüpft ist und damit im Habitus genau übereinstimmt, ist dagegen sehr blaßbräunlich bis farblos, die Lichtbrechung viel schwächer als in der I. Art, die Doppelbrechung verweist nach den weißlichen, grüngelben Interferenzfarben hoher Ordnung auf $\gamma - \alpha = 0{\cdot}072$. Die Auslöschungsschiefe $c:c$ schwankt um $5-8^0$ im stumpfen ∢ β. Pleochroismus kaum merklich, Absorption sehr schwach. Diese zweite Art basaltischer Hornblende dürfte auf magmatischer Differentiation des Moleküls $(Mg, Fe)_2 F_4 Si_2 O_{12}$ zurückzuführen sein, dadurch eine Fe_2O_3-reiche und eine daran arme Varietät der Hornblende zustande kam. Als Einschlüsse hat man darin Gesteinsglas beobachtet, das sich mitunter stark anreichert; in Querschnitten solcher Hornblenden wird ein farbloser isotroper Glaskern, von einer Schale farbloser Hornblende umschlossen.

Der Biotit, welcher makroskopisch unter den Hauptgemengteilen vorherrscht, tritt im Dünnschliff an dritte Stelle, vielleicht ist ein Teil der zarten Lamellen beim Schleifen herausgerissen worden? Seine Farbe ist intensiv braungelb (Terra de Siena), dessen Formen teils hexagonal, teils rektangulär, häufig jedoch infolge magmatischer Korosion durch Einbuchtungen und Abrundungen gestört; Biegungen der Lamellen selten; Schalenstruktur ist häufig und zwar derartig, daß auf einen großen dunkelfarbigen Kern, eine dünne farblose Schale folgt. Zweiachsigkeit unseres Biotits da und dort sicher erkennbar, der Achsenwinkel klein, die Lage der Achsenebene ist normalsymmetrisch, die Auslöschung erfolgt zumeist parallel und senkrecht zu den Spaltrissen, dessenungeachtet ist die Bisektrix zuweilen wenig schief auf der Basis, das beweist die kleine Auslöschungsschiefe von etwa 3 bis 5^0

in einzelnen Schnitten. Der Pleochroismus ist c braungelb, b dunkelbraungelb, a hellstrohgelb, demnach die starke Absorption $c < b > a$, die Dispersion $\upsilon > \rho$. Umwandlung nicht beobachtet. Nach diesem Verhalten ist wohl unser Glimmer zum Anomit zu stellen. Häufig findet sich letzterer mit der Hornblende verwachsen.

Akzessorische Gemengteile: Apatit in zahlreichen langen Nadeln den Feldspat, zum Teil auch die beiden anderen Hauptgemengteile durchspießend und durch den ganzen Schliff verbreitet. Magnetit, Magnetkies und Pyrit finden wir ebenfalls im ganzen Schliff und allen Hauptgemengteilen eingesprengt; der erstgenannte zumeist in der Form *O* (111) als Zwillinge nach Spinellgesetz, er bildet auch Hanfwerke, der Pyrit als $\infty O \infty$ (100). Olivin und Quarz fehlen dem Gestein. Nach der obigen Mineralkombination ist dasselbe als Hornblende-Minettefels zu benennen. —

Umwandlung des Gesteins macht sich besonders in der Weise geltend, daß ein ansehnlicher Teil des Feldspates zu stark doppelbrechendem, überaus feinschuppigem Serizit umgesetzt erscheint; ferner ist der Kalzit in großen und kleinen Körnern und Kristallen im Schliff verbreitet; derselhe ist meist nach $- \frac{1}{2} R (01\bar{1}2)$ gestreift, teils ungestreift und verursacht das lebhafte Brausen bei Behandlung des Gesteins mit HCl. Die Neubildung Kalzit dürfte wohl (wie bereits oben erwähnt) teils auf den versteckten Plagioklas, teils auf die beiden Hornblenden zurückzuführen sein, was aus den gut erhaltenen oder bloß durchschimmernden Formen und Umrissen der gedachten Minerale hervorgeht, also Pseudomorphosen des ersteren nach letzteren. Von einer primären Ausscheidung des Kalzits, sei es magmatisch oder wie neuerdings von anderer Seite behauptet epimagmatisch, kann keine Rede sein.

Exomorphe Kontaktmetamorphose am Minettefels.

Unter den durch letzteren kontaktmetamorphisch veränderten Nebengesteinen ist ein sehr merkwürdiges Gestein vertreten, das höchstwahrscheinlich nur aus einem Feldspat-Amphibolit als Ursprungsgestein hervorgegangen sein kann. Es hat darin allgemein Sinterung, beziehungsweise Drusenbildung stattgefunden, wodurch das Gestein im hohen Grade aufgelockert und porös geworden ist, so wie dasselbe eine bedeutende Abnahme des spezifischen Gewichtes erlitten hat, demzufolge es sich in Wasser getaucht unter lebhaftem Zischen und starker Bildung von Luftblasen mit Wasser ansauft, welches Verhalten gewöhnlich an Erdbrandgesteinen oder künstlich gebrannten Gesteinen beobachtet wird. —

An Streupräparaten u. d. binok. Mikr. erscheint das ganze Gestein als ein lockeres und sandsteinartiges Sinterungsprodukt, und besteht wesentlich aus Quarz-Fremdlingen, welche pseudoporphyrische große, zumeist wohl gerundete Körner bilden, häufig aber auch gegen die freien Drusenräume *R.—R* entwickeln; die Körner oberflächlich mit dachziegelartig gefalztem Tridymit bedeckt. Jedenfalls hat die Menge des Quarzes in dem veränderten gegen das feldspatarme Ursprungsgestein eine wesentliche Zunahme erfahren. — Im

Gegensatze zum Quarz scheint die Menge des Feldspats abgenommen zu haben; die Feldspatkörner sind wohl randlich angeschmolzen und zugerundet. — Die Hornblende ist zum großen Teil, in glatte, wohlgerundete Körner eines kokkolithähnlichen, lauch- bis tiefschwarzgrünen Augit umgewandelt; die Körner sind peripherisch angeschmolzen, des öfteren bildet der Augit eine glasig erstarrte, schlackenähnliche Schmelzmasse, wodurch die Quarz- und Feldspatkörner verkittet wurden. Bei intensivster Hitzwirkung werden die farbigen Gemengteile, und zwar in diesem Falle hauptsächlich die Hornblende, mehr oder weniger vollständig aufgelöst und resorbiert. — Neben dem neugebildeten Augit hat auch eine Neubildung von tiefschwarzgrünem bis schwarzem Pleonast stattgefunden, auch der in großen Körnern anwesende Magnetit ist nicht unberührt geblieben, sondern verschlackt worden und wir sind erstaunt über diese tief einschneidenden Wirkungen der Thermometamorphose.

Die Aufschlüsse des Dioritgabbroganges und seiner Schieferhülle längs der Graupatalbahn und Graupatalstraße.

Die Graupa ist ein tektonisches Längstal, sie hat ihr Bett unterhalb Mährisch-Altstadt in den Liegend-Amphiboliten unseres Dioritgabbroganges, annähernd parallel dem allgemeinen Streichen ausgegraben, wobei die Erosionstätigkeit durch die große Klüftigkeit dieser Massen begünstigt war. Durch den Bau der Lokalbahn Hannsdorf—Mährisch-Altstadt wurden speziell die Amphibolite in dem Teile zwischen der Haltestelle Waltersdorf und Hohen-Seibersdorf durch eine Reihe von Anschnitten, sowie 4 größeren und tieferen Einschnitten vorzüglich entblößt, so daß man von der Struktur und Tektonik dieser Massen ein klares Bild empfängt.

Die Amphibolite gliedern sich daselbst hauptsächlich in:

Massige Feldspat-Amphibolite körnig,
parallelstreifige Feldspat-Amphibolite körnig und
feinkörnige bis dichte Amphibolite und Amphibolschiefer, untergeordnet sind
feinkörnige rotviolette Granatamphibolite.

Das allgemeine Streichen der vorzüglich gebankten Massen ist h 1 bis h 2, das Einfallen h 19 bis h 20 unter ∢ 45°, jedoch auch steiler unter ∢ 50—60°.

In dem ersten Eisenbahneinschnitt oberhalb der großen Eisenbahnbrücke über die Graupa ist eine merkwürdige Ueberschiebung zu sehen: Die Ueberschiebungskluft ist 30 *cm* und darüber mächtig und mit Zermalmungsprodukten des Amphibolites ausgefüllt, darunter liegt eine 30 bis 50 *cm* starke Lage von grobkörnigem blaugrauem Orthoklas-Plagioklasfels, dem große Biotittafeln sparsam eingewacsen sind, den wir als einen Pegmatit gabbroider Abstammung ansehen. Weiter unten folgt nun feinkörniger Granatamphibolit 2—3 *m* mächtig aus 15 bis 25 *cm* dicken Bänken aufgebaut. Diese Gesteine werden im

Hangenden (oberhalb der Ueberschiebung) von rostigen Amphiboliten, im Liegenden dagegen von frischen Feldspat-Amphiboliten umschlossen; diese letzteren werden nun ihrerseits von Quarzdioriten der schiefrigen Grenzfazies unterteuft, die sich am südlichen Einschnitt-Ende mächtig einlagern.

Die geschilderten Amphibolite werden durch Querverwerfungen (Sprünge) gestört, welche nach h 16 streichen und am Kopf stehen, sowie sie mit limonitischen Oxydationsprodukten ausgefüllt sind.

Der obenerwähnte Pegmatit ist als ein Nachschub des gabbroiden Magmas auf den erstgebildeten Spalten aufzufassen; so wie der Granatamphibolit an der Ueberschiebungskluft seine Entstehung der endogenen Kontaktmetamorphose verdankt, wobei die Gase und Lösungen des basischen Magmas auf der gedachten Kluft ungehindert zirkulieren konnten.

In dem zweiten Bahneinschnitt oberhalb der großen Eisenbahnbrücke über die Graupa und in dem weiter gegen die Haltestelle Hohen-Seibersdorf folgenden großen Anschnitt des linken Talrandes werden die Amphibolite durch hellgrüne bis graugrüne und weißgraue feinkörnige, schiefrige Quarzdiorite der Grenzfazies unterteuft, sie sind durchwegs parallel- und feinstreifig sowie stark zerklüftet; es ist dies eine besonders verdichtete Randbildung des Diorits. Das allgemeine Streichen ist h 2, das Einfallen h 20 unter ∢ 60°. Auch hercynisches Streichen nach h 6 und h 7 kommt in diesen mächtigen Dioritmassen zur Geltung. Die Amphibolite und feinkörnigen Dioritgneise der Randfazies werden daselbst durch 2 Querverwerfungen (Sprünge) getroffen, deren Streichen nach h 17 und h 18, das Einfallen nach h 12 unter ∢ 70—80° observiert wurde. Derlei Störungen sind überhaupt in den Gabbroamphiboliten häufig zu beobachten.

Oberhalb der Haltestelle Hohen-Seibersdorf, beziehungsweise der Brücke über den Schnellbach sind die Diorite der Grenzfazies (jenseits des Liegend-Amphibolitzuges) in dem dortigen großen Eisenbahn-Einschnitt bloßgelegt; es sind teils gröbkörnige granoblastische Gesteine mit zum Teil haselnußgroßen Plagioklasaugen, teils sind sie in vorzüglich parallelstreifiger Struktur entwickelt; als untergeordnete Einlagerungen erscheinen basische, das heißt gabbroide Spaltungsprodukte, die in Feldspat-Amphibolite (zum Teil granatführend) umgewandelt sind.

Gedachte Dioritmassen werden von dem erwähnten Bahneinschnitt diagonal überfahren, ihr Streichen ist h 1—2, das Verflächen widersinnig nach h 19—20 unter ∢ 50°. Ungefähr in der Mitte des Einschnitts entdeckte Verf. unter einer streichenden Sprungkluft, oben und unten von Diorit umschlossen, ein merkwürdiges, völlig konkordant eingeschaltetes 5 *m* breites Lager von grobkörnigem Marmor; dasselbe enthält spärlich Diopsidkörner eingesprengt und ist zum Teil in Ophikalzit umgewandelt; dabei jene insbesondere an den Strukturflächen angereichert sind. Das Marmorlager behauptet eine zentrale Lage, eine Fortsetzung desselben bis zu den Schichtenköpfen unter dem Rasen fehlt. Verf. hält dafür, daß dieser diopsidführende Marmor als ein sekundäres Reaktions-

gebilde zu betrachten ist, das an der Sprungkluft zur Entstehung gelangte, wobei das Material von der Entkalkung der Plagioklase im Diorit herhalten mußte, welche im Gefolge der Zeolitisierung des Dioritplagioklases auftrat. Wir werden uns weiter unten an den Dioritdünnschliffen überzeugen, in welch weit fortgeschrittenem Maße die Zeolithisierung darin um sich gegriffen hat; was wir dort im Kleinen wahrnehmen, hat hier im Großen gewirkt. —

Parallelstreifiger Quarzhornblendediorit.

Am unteren Ende der Bahnhaltestelle Hohen-Seibersdorf sind die ausgezeichnet parallelstreifigen Diorite in einer hohen Steilwand (Eisenbahn-Anschnitt) bloßgelegt, welche hier besonders frisch erscheinen, weil aus großer Felstiefe stammend; sie gehören in dieser Lokalität bereits zu den sauren Randbildungen.

Die Untersuchung im Dünnschliff u. d. P. M. bestätigte, daß wir es tatsächlich mit einem granatführenden Quarzhornblendediorit parallel geordneter Gemengteile, daher schiefrig-streifiger Struktur zu tun haben; bestehend vorwaltend aus groß gewachsenen Plagioklasen, einem zwischenräumlichen kleinkörnigen Plagioklas-Quarzgemenge, während Orthoklas ganz fehlt; dazwischen liegen reihenförmig angeordnete und zur Schieferungsebene parallel langgestreckte Aggregate vorwaltender Hornblende mit dagegen zurücktretendem Biotit verwachsen, in welchem Hornblendebiotit-Aggregate, zahlreiche großgewachsene Granaten eingeschlossen sind. Akzess Magnetit spärlich. Diese Komponenten sind im Vergleich zu den Kerndioriten bloß kleinkörnig entwickelt, welche deshalb nicht größer wachsen konnten, weil sie seitlichen Pressungen während ihrer Kristallisation unterworfen waren und aus dem Kampf um den Raum nicht größer hervorgegangen sind. Bezüglich der Einzelheiten der gedachten Komponenten sei auf das Hauptgestein in dem unten folgenden Abschnitt: „Zentraler Dioritkern längs des Kunzentales“ hingewiesen, hier seien nur in Kürze die wichtigsten Details angeführt. —

Die großen porphyrischen Plagioklase sind meist nach dem Albit-, zum Teil auch Periklingesetz verzwillingt, die Zwillingslamellen meist ungemein scharf und lang anhaltend, gewöhnlich die Peripherie der Plagioklase lamelliert, der Kern dagegen homogen, es sind teils dicke Tafeln, teils runde Körner. Die an zahlreichen Schnitten $\perp$ *P* und *M* gemessene Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsgrenze ergab den Durchschnittswert von 39°, entsprechend 27% $Ab + 70\% An$, also ein saurer Bytownit vorliegt. Da und dort bemerkt man an der Peripherie der Plagioklase ein feinkörniges Quarzfeldspat-Aggregat, eine Folge von Pressungen nach der Kristallisation. — Die Füllmasse zwischenräumlich der großen Plagioklase besteht aus einem granitisch-kleinkörnigen Gemenge von Quarz und meist nicht lamelliertem Plagioklas, welche mit tiefer Verzahnung ineinander greifen. — Von Einschlüssen des großen Plagioklases sind anzuführen: zahlreiche Quarzscheiben und zarte Lamellen des Biotits.

Die Hornblende ist fast gar nicht automorph, vorherrschend sind linsenförmige, parallel zur Schieferung längsgestreckte Körner, unregelmäßige und langgezogene und gleich wie zerrissene Lappen und Fetzen derselben; darin bemerkt man stets zahlreiche, dicht gescharte Spaltrisse nach (110), ihre Farbe im Schliff sattgrün, mit dem bekannten normalen Pleochroismus; Licht und Doppelbrechung normal, doch kommen die Interferenzfarben wegen der tiefen Eigenfarbe nicht zum Ausdruck, die Auslöschungsschiefe gemessen an zahlreichen Schnitten nach (010) $c : c = 13^0$ im spitzen Winkel β. Als Einschlüsse der Hornblende sind zu nennen Durchlochungen von Plagioklas und Magnetit. —

Der Biotit bildet zur Schieferung langgestreckte Kristallamellen, unregelmäßige Fetzen und Lappen, er ist nur klein gewachsen und tritt stets als Begleiter der Hornblende auf, mit welcher er parallel verwächst und sehr feine, dichtgescharte Spaltrisse parallel (001) aufweist. Die Farbe im Schliff gelbbraun mit bekanntem Pleochroismus und Absorption; Höhe der Doppelbrechung ähnlich dem Muskovit.

Im hohen Grade charakteristisch ist der Granat, welcher den Hornblendereihen inliegt, davon derselbe umschlossen oder aber gleichwie umkränzt wird; die Größe seiner Individuen kommt denen der Hornblende nahe, es sind zumeist regelmäßige Kristalle der Form ∞O (110) oder nur ovoide Körner; gewöhnlich von groben Sprüngen durchzogen, die in allen Schnitten annähernd gleiche Richtung besitzen und auf Druckwirkungen hinweisen. In zahlreichen Granaten erweitern sich solche Sprünge zu Klüften, in welche später Hornblende hineingewachsen ist, als deutlicher Beweis für die Ausscheidungsfolge Granat vor Hornblende. Uebrigens ist der Granat blaßrosa bis farblos, hohe Lichtbrechung bewirkt dunkle Ränder der Talreflexion, rauhe Oberfläche, hohes Relief. —

Umwandlung. Ein namhafter Teil der großen Plagioklase ist durch von außen nach innen fortschreitende parasitäre Wucherung gänzlich oder nur teilweise zerstört, was insbesondere in den lamellierten Schnitten auffällig ist. Das überaus feinfaserige Aggregat wird erst bei Anwendung stärkster Systeme aufgehellt, dasselbe ist zeolithischer Natur, die gerade Auslöschung liegt in der Längsrichtung der Fasern, die Lichtbrechung ist auffallend niedrig $n = 1{\cdot}51$, dagegen die Doppelbrechung stark $\gamma - \alpha = 0{\cdot}028$, daher die grüngelbe Interferenzfarbe II. Ordnung; dazwischen verzweigt sich ein Geäder isotroper Balken, ähnlich wie im Serpentin. Dieser rhombische Zeolith dürfte demnach zum Thomsonit zu stellen sein?

Die Hornblende setzt sich randlich und an den Enden ihrer ausgezogenen Aggregate in lauch- und schwarzgrünen Chlorit um, welcher, nach den charakteristischen lavendelblauen Interferenzfarben zu schließen, zum Pennin zu rechnen ist.

Nach den obigen Untersuchungs-Ergebnissen ist das gedachte Gestein als ein granatführender Quarzhornblende-Diorit zu bezeichnen, der infolge des auf die Gangmasse senkrecht zu ihrer Längsstreckung wirkenden Druckes, während ihrer Kristallisation, eine ausgezeichnete Parallelstruktur und wegen des beschränkten

Gang-Raumes ein kleinkörniges Gefüge annehmen mußte. Die Pressung wirkte senkrecht zu den Saalbändern des Intrusivganges, der eine Gegenwirkung durch die Belastung seitens der Umwallung Widerstand zu leisten hatte, was natürlich eine Erhöhung des in der Gangmasse herrschenden Druckes zur Folge hatte. Auch die Fortdauer des Instrusivdruckes während der Epoche der Intrusion, zu einer Zeit, wo die äußeren Teile des gewaltigen Ganges bereits mehr oder weniger erstarrt, jedoch die inneren Teile noch fluidal waren und erst später erstarrten, hatte die fortgesetzte Ausbildung der Parallelstruktur in den äußeren Gangteilen bedingt. Durch die großen Plagioklase hervorgerufen neigt der Verband der Hauptgemengteile zur dioritporphyritischen Struktur hin. Streng genommen, ist das Gestein mikroskopisch ein Quarzhornblendedioritphorphyrit, worin der Quarz auf die zwischenräumliche Grundmasse beschränkt ist und unter den Einsprenglingen fehlt. —

Ueber die Hornfelse im Ostgehänge des Graupatales.

(Hierzu das Querprofil Figur 4, durch den Ebersdorfer Graben).

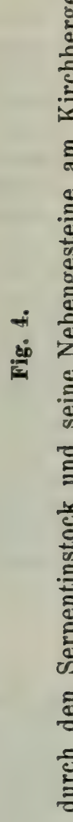
Den charakteristischen glimmerfreien Hornfelsen, welche wir bei Buschin und am Zdiarberg nächst Nieder-Eisenberg sowie am Wolfsberg bei Tschödrich und am Römerberg bei Halbseit-Hannsdorf kennen lernten, begegnen wir wieder auf den Gehängen des Hochlandes östlich oberhalb der Einmündung der Graupa in die March. Dieselben sind hier als weißgraue und erbsgelbe, feinkörnige, normale Hornfelse, das heißt als Quarzfeldspatgemenge bei fehlendem Glimmer mit Hornfelsverband ausgebildet. Nur hier und dort findet sich spärlich sekundärer Muskovit.

In dem Graben, welcher bei der Eisenbahnhaltestelle Hohen-Seibersdorf nach Ebersdorf, beziehungsweise auf das Hochland von Ebersdorf und Erzberg führt, sind die Hornfelse in beiläufig 600 *m* breiter Schichtenfolge entwickelt; diese lagern zwischen den Gabbroamphiboliten des Dioritgabbroganges am Grabeneingange einerseits und der Serpentinfelsmasse am Kirchberg westlich Ebersdorf anderseits, worauf im Liegenden auf der Hochebene Gneisglimmerschiefer und Phyllite nachfolgen, welche allmählich in Tonschiefer übergehen; letztere umschließen jene mächtigen Kalksteinlager beiderseits des Hannsdorfer Tales die dem Unterdevon zugerechnet werden. (Siehe das nebenstehende Querprofil Fig. 4.) Diese sedimentogene Schichtenserie steht durchwegs im konkordanten Verbande ihrer Glieder. Die Hornfelse in dieser Lokalität sind vorwiegend Muskovit-Plagioklas-Hornfelse, welche wesentlich aus einem feinkörnigen Quarzfeldspatgemenge mit farblosem Muskovit als Hauptgemengteil zusammengesetzt und untereinander im Hornfelsverband stehen; man könnte das Gestein füglich auch als Hornfelsgneis bezeichnen. —

Ein besonderes Interesse knüpft sich an die Hornfelse des weiter nördlich liegenden Krokereigrabens, welcher aus dem Graupatal ebenfalls auf das Hochland von Ebersdorf und Weigelsdorf

Fig. 4.

Querprofil durch den Serpentinstock und seine Nebengesteine am Kirchberge westlich Ebersdorf.



1 = Hornfelse. — 2 = Gneisglimmerschiefer. — 3 = Phyllit und Tonschiefer. — 4 = Hornblendebiotitdiorit.
5 = Gabbro-Amphibolit. — 6 = Marchitserpentin.

führt. Hier fand Verf. am Grabeneingange abermals mannigfaltige und mächtige Amphibolite, die zu unserem Dioritgabbrogang an dessen Liegendsalband gehören. Und nun folgen im Liegenden mächtig entwickelt charakteristische Hornfelse, und zwar größtenteils Andalusit-Plagioklashornfelse, diese werden in ihrem Liegenden unterteuft durch Gneisglimmerschiefer, welche durch Phyllite bis in Tonschiefer allmählich abklingen.

Die Hornfelse im Krokereigraben sind in ungefähr 500 *m* beiter Zone entwickelt; das herrschende Gestein ist ein feinkörniger, glimmerfreier Andalusit-Plagioklashornfels, ein blaßrosarot gefärbtes Gestein, dessen mannigfaltige Komponenten der Menge nach geordnet folgende sind: Quarz, Andalusit und Feldspat als Hauptgemengteile; ferner Amphibolit zum Teil als Prismen der Form ∞P, Granat der Formen ∞O und $2 O 2$, säulenförmiger Turmalin (Schörl), Magnetit der Form O, als Nebengemengteile ganz untergeordnet Biotit und sekundärer kleinschuppiger Serizit nebst kleinen Körnchen von Titanit (Grothit). — Die Kristalle des Andalusit sind langsäulenförmig der Form (100) . (001) von anscheinend quadratischem Querschnitt, auch körnige, seltener radialstenglige Aggregate, Bruch uneben und splittrig, blaßrosa bis rötlichgrau herab, starker Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend, ausgezeichneter Pleochroismus, und zwar $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ farblos bis blaßgrünlich, $\mathfrak{a}$ blutrot. Der Andalusit umwandelt sich öfters in Serizit, der Amphibol wandelt sich gerne in Biotit oder aber in zeisigrünen Epidot um. — Im Gestein und auf Strukturflächen schöne Drusen von modellscharfen flächenreichen Kristallen des Quarz, Andalusit, Granat und Magnetit. An der Tagesoberfläche umherliegende massige Hornfelsblöcke lassen auf ihren Verwitterungsflächen mehr oder weniger deutlich die ursprüngliche Schieferung, auch ausgezeichnete Faltung und gekröseartige Windungen des ursprüglichen, dem Grauwackenschiefer ähnlichen Substrats erkennen, welch erstere bei der durchgreifenden Kontaktmetamorphose des fraglichen Gebiets, in dem frischen Gestein gänzlich verloren gingen.

Die Schieferhülle am Heinzbach bei Heinzendorf.

So verdienstvoll die geologische Karte vom niederschlesischen Gebirge, speziell die Sektion Glatz im allgemeinen auch ist, so machen sich dessenungeachtet in den Einzelheiten störende Fehler bemerklich, welche mit Rücksicht auf das große zur Kartierung gelangte Gebiet wohl zu entschuldigen sind. So zum Beispiel finden wir westlich Mährisch-Altstadt zwischen den Kolonien Zibulkafeld und Stiepanau, daß die dort herrschenden bunten Zweiglimmergneise des Spieglitzer Schneegebirges (Koppenzug), ohne Zwischenschiebung der „Glimmerschiefer“ (unsere Schieferhülle), direkt an den Dioritgabbrogang anstoßen.

Jedoch gerade in dieser Lokalität liegt unterhalb Heinzendorf am Mühlberg (Kote 686 *m* der Spezialkarte) eine sehr merkwürdige Entwicklung der Schieferhülle unseres Ganglakkolithen vor, welche bei der oberwähnten Kartierung übersehen wurde, es liegt

nämlich dort auf dem Hornblendebiotit-Diorit mit granitisch grobkörniger Struktur, WNW fallender dicker Bankung, zunächst ein mächtiger Zug von Hornblendeschiefer und Amphibolit. Nun folgen Hornblendeschiefer mit untergeordnetem Kalkstein und Quarzit, welche wohl bereits der Schieferhülle angehören. Der Kalkstein bildet daselbst ein 12 *m* mächtiges Lager und ist in seiner ganzen Masse zu Ophikalzit geworden, vorwiegend mit berggrünen, olivengrünen, mattglänzenden und wachsartigen Varietäten des Serpentin (nach Diopsid) derartig imprägniert, daß er eine fremdartige berggrüne Farbe besitzt; derselbe ist außerdem stark mit Antimonglanz nebst Arsenkies eingesprengt. —

Auf einer in diesem berggrünen Ophikalzit aufgerissenen Spalte haben sich schwere Metalle konzentriert, und zwar ist dieser Erzgang wesentlich ausgefüllt mit einem eisenhaltigen Antimonglanz und Arsenkies (Mißpickel), ferner Quarz, untergeordnet Rotnickelkies, Kobaltnickelkies, Antimonnickelglanz (?), Zinkblende, Bleiglanz, Eisenocker, Antimonocker, zuweilen auch Baryt neben viel grauen Letten den restlichen Kluftraum ausfüllend. Der Gang streicht zwischen 3 h bis 5 h, das Einfallen von 21 h bis 23 h unter ∢ 55 bis 70° wechselt, dagegen die geringe Mächtigkeit zwischen 0·15 bis 0·30 *m* schwankt [1]).

Es ist wahrscheinlich, daß der Kalkstein im Kontaktbereiche des großen Dioritgabbroganges zunächst eine größere Menge Diopsid aufgenommen hat, der dann später einer Umwandlung zu Serpertin anheimgefallen ist, wodurch sich die Ausbildung der Ophikalzits vollzogen hat. Wir werden noch an anderer Stelle derlei Kalksteine kennen lernen, an welchen wir die Beweise dafür erbringen, daß die Kontaktmetamorphose tatsächlich diesen Weg genommen hat. — In der pneumatolytischen Periode wurden aus dem peridotitischen und pyroxenitischen Magmaherde die obenangeführten Schwermetalle zugeführt, womit der Kalkstein eingesprengt und der oben kurz beschriebene Antimon-Arsengang ausgefüllt wurde, welcher sich somit als echte Kontaktlagerstätte präsentiert.

Schottersteinbruch an der Graupatalstraße.

(Hierzu das Längsprofil Fig. 5 an der Steinbruchswand.)

In dem Schottersteinbruche an der Graupatalstraße, 0·4 *km* unterhalb Mähr.-Altstadt, gewähren die erzielten Aufschlüsse insofern ein besonderes Interesse, als hier der Kontakt zwischen den Liegend-Amphiboliten unseres Dioritgabbroganges einerseits und den Hornfelsen anderseits bloßgelegt, der Beobachtung zugänglich erscheint, man sozusagen die Hand darauf legen kann. Außerdem sind hier noch kleine Sprünge zu sehen, von denen sowohl Amphibolite als auch Hornfelse betroffen wurden. (Siehe das umstehende Längsprofil.) Wir sehen an der Steinbruchswand zuunterst links Feldspatamphibolite, rechts Amphibol-

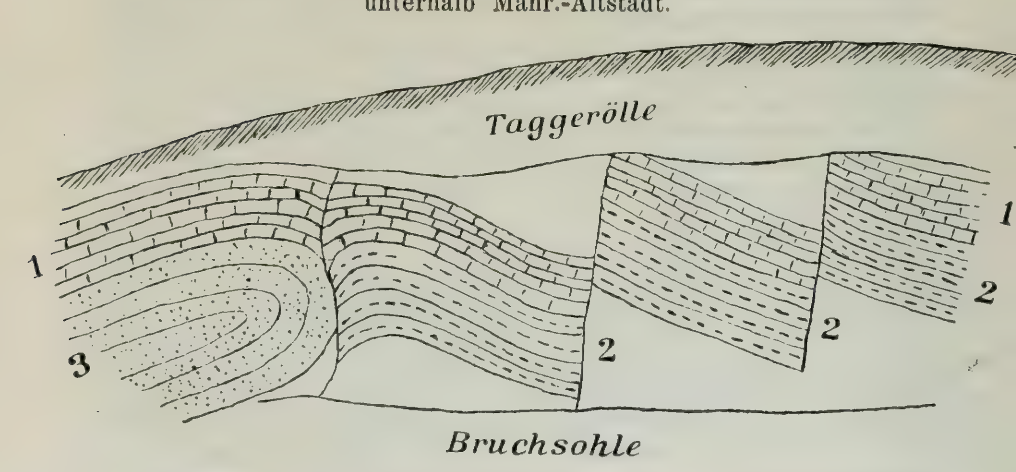
[1]) Näheres über den auf diesem Erzgange umgebenden Bergbau, welchen Verf. seinerzeit markscheiderisch kartiert hat, ist zu finden: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, 47. Bd., pag. 55.

schiefer; darauf lagern zu oberst überall charakteristische glimmerfreie Hornfelse; an den Sprungklüften beobachten wir Auf- und Niederstülpungen der Bänke und Schichten der Eruptiva und Sedimente.

Nachdem die Feldspatamphibolite und Amphibolschiefer makroskopisch keine Veränderungen wahrnehmen lassen, wollen wir uns mit den auffälligen exomorphen Kontaktgebilden, den Hornfelsen, befassen: Die Hornfelse der innersten Kontaktzone unmittelbar am Kontakt erinnern auf den ersten Blick äußerlich an die Adinolen der Diabaskontakthöfe, denen sie ähnlich scheinen. Auf 1·5 bis 2·0 *m* Mächtigkeit von der Kontaktfläche weg sind die Hornfelse teils hellgraugrün, amphibolführend, weiterhin ins

Fig. 5.

Längsprofil durch den Schottersteinbruch an der Graupatalstraße unterhalb Mähr.-Altstadt.



1 = Hornfelse. — 2 = Gabbro-Amphibolschiefer. — 3 = Gabbro-Amphibolit.

Hangende klingen sie in weißgraue bis erbsgelbe und hellbraune biotitarme Hornfelse und endlich in normale glimmerfreie Hornfelse ab; ihre äußere Struktur ist dickschiefrig und plattig, in der Regel nach der früheren, nun versteckten Schieferung spaltend; von splittrigem, unebenem bis muscheligem Querbruch; sie sind sehr hart und spröde; unmittelbar am Kontakt in 0·20 bis 0·25 *m* dicken Schichten abgelagert. — Die ganze Breite der Hornfelszone in dieser Lokalität kann auf 500 *m* geschätzt werden, senkrecht auf das allgemeine Streichen dieser Massen gemessen.

Die zunächst am Kontakt lagernde Hornfelsvarietät ist, wie gesagt, ein grünlichweißes bis grünlichgraues Gestein, das makroskopisch sich hauptsächlich aus glasigem Quarz nebst einer schwankenden Menge farblosen Feldspats aufbaut und worin viele Körner und Kristalle lauchgrüner Hornblende eingesprengt sind, sie besitzt zur alten Schieferung parallele Orientierung, und übrigens

beide Glimmer dem Gesteine mangeln. Außerdem sind viele Körner und Kriställchen von Magnetit dem Gesteine eingestreut, mitunter bekommen wir davon Drusen modellscharfer Oktaeder zu sehen; Granat von wechselnder Größe sowie andere Erze sind darin bloß akzessorisch vertreten. —

Grünlicher Andalusit-Plagioklashornfels.

Das letztere Gestein der innersten Kontaktzone am Gabbroamphibolit zeigt im Dünnschliff u. d. P. M. hochkristallines Gepräge mit Hornfelsstruktur ohne jegliche Andeutung ursprünglicher Schichtung, dessen Hauptgemengteile aus Quarz, Feldspat (zumeist Plagioklas) und Andalusit bestehen, welche sich zu annähernd gleichen Teilen an der Zusammensetzung beteiligen. Nebengemengteile sind grüne Hornblende, besonders durch ihren Skelettbau als Kontaktmineral bemerkenswert, dasselbe gilt von dem spärlichen Biotit, der auch keine Kristalle, nur Skelette und winzige Blättchen hervorbringt. Akzessorisch finden sich da und dort modellscharfe Einzelkristalle des Magnetit und schließlich einzeln zerstreute Körner des Titanit.

Der für uns wichtige Andalusit ist auch im vorliegenden Hornfels durch seine automorphe Gestaltung, durch die massenhaften Graphiteinschlüsse, die siebartige Durchlochung mit Quarz, die höhere Licht- und Doppelbrechung gegen Quarz und Feldspat hinlänglich unterschieden. Die Andalusitschnitte lassen uns wohl häufig quadratische Querschnitte, gleichwie rechteckige Längsschnitte erkennen, jedoch sind viele davon unregelmäßig abgerundet oder gar verstümmelt. Die Spaltbarkeit ist weniger gut entwickelt als am Andalusit von Buschin, dessenungeachtet erkennt man in einzelnen Längsschnitten die feinen parallel angeordneten Spaltrisse, so wie auch in manchen Querschnitten die einander rechtwinkelig kreuzenden feinen Spaltrisse zu sehen sind; oft ist nur unregelmäßige Klüftung vorhanden. Das höhere Relief läßt den Andalusit plastisch aus seiner Umgebung hervortreten, die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der strohgelben Interferenzfarben zu schließen auf (010) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}010$, also etwas höher als Quarz; gerade Auslöschung parallel und senkrecht zu den Spaltrissen; derselbe ist im Schliffe farblos bis aschgrau infolge der massenhaften Interpositionen.

Der Feldspat gehört wohl auch in diesem Hornfels fast ausschließlich zum Plagioklas, welcher in vielen Schnitten eine feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz besitzt; an zahlreichen Körnern wurde der Aufbau aus zwei bis drei verschieden orientierten Subindividuen erkannt. Die an mehreren Schnitten senkrecht P und M gemessene symmetrische Auslöschungsschiefe ergab den Winkelwert 12 bis 16° entsprechend dem Mischungsverhältnis 68% *Ab* + 32% *An*, bis 62% *Ab* + 38% *An*, was sauren Oligoklas bis neutralen Andesin bestimmen läßt. Die Feldspate sind selten wasserklar, durchsichtig, vielmehr gelbbraun bestaubt. Der Umstand, daß sie ähnlich dem Andalusit oft zentral gehäufte graphitische Einschlüsse enthalten und mit zahlreichen

kleinsten Quarkörnchen siebartig durchlocht sind, spricht eine entschiedene Sprache für die kontaktmetamorphe Bildungsweise dieser Plagioklase mit und ohne Zwillingsbildung.

Außer den aufgezählten Einschlüssen des Andalusit und Feldspat sind diese beiden Hauptgemengteile überdies mit großen Kristallen des Quarzes durchwachsen, in deren Längsschnitten die hexagonale Kombinationsform $\infty P \,.\, P$ deutlich zu erkennen ist; die Ecken sind bald scharf, bald zugerundet. (Siehe nachstehende Figur.)

Fig. 6.

Einschlußquarz (glasklar).



Die lediglich skelettartig entwickelte grasgrüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus ist wohl durch den ganzen Schliff verbreitet, aber bloß auf die Zwischenräume der Andalusit- und Plagioklaskörner beschränkt. Dasselbe gilt von dem nur sehr spärlich vertretenen, ebenfalls nur in Skeletten ausgebildeten Biotit von gelbbrauner Farbe und schwachem Pleochroismus; beide Minerale sind so schwach doppeltbrechend, daß sie ohne Einwirkung auf das polarisierte Licht sind, zumal auch sie mehr oder weniger von Graphitstaub erfüllt sind. Diese farbigen Mineralskelette sind für unsere Hornfelse im hohen Maße charakteristisch.

Grauer Plagioklas-Andalusithornfels, disthenführend, Schottersteinbruch unterhalb Mähr.-Altstadt.

Einen namhaften Anteil an den in unserem Steinbruch anstehenden Felsarten nimmt auch der biotitarme Hornfels von weißgrauer bis grüngrauer Gesteinsfarbe; makroskopisch zusammengesetzt, wesentlich aus einem sehr feinkörnigen Quarzfeldspatgemenge, worin etwas Biotit eingestreut ist, mit zur Schieferung paralleler Orientierung seiner Blättchen und relativ viel Magnetit eingestreut in teilweise modellscharfen Kristallen; akzessorisch sind ferner Kriställchen und Körnchen von Turmalin, Granat und Ilmenit. Der Quarz ist glasglänzend bis fettglänzend, von splittrigem bis faserigem Bruche, der Feldspat erweist durch stellenweise scharfe Zwillingsstreifung seine Zugehörigkeit zum Plagioklas, der Biotit ist überaus klein- und feinblättrig und besitzt Pleochroismus braungelb bis gelbbraun. —

Im Dünnschliff u. d. P. M. finden wir sodann, daß in dieser Hornfelsart der Plagioklas unter den Hauptgemengteilen das Uebergewicht auf Kosten der anderen erlangt, welcher in großen

isometrischen Kristallen und Körnern im Gestein herrscht, dazu kommen als Hauptgemengteile noch Quarz und an Menge an dritter Stelle tritt der Andalusit nebst dem nahe verwandten Disthen. Als akzessorische Gemengteile sind anzuführen: Zwischenräumlich angesiedelte grasgrüne Hornblende in Skeletten und mißfarbige gelbgrüne Biotitskelette, welche wahrscheinlich aus der Hornblende entstanden sind, die Menge beider jedoch gegen das vorige Gestein in rascher Abnahme; ferner modellscharfe Kristalle des opaken Magnetit überall zerstreut, desgleichen der Anatas in kleinsten Kriställchen im ganzen Schliff verteilt und schließlich wenige stark lichtbrechende farblose Titanite. —

Der Plagioklas ist vielfach durch seine feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz mitunter auch Periklingesetz, im letzteren Falle durch Gitterlamellierung ausgezeichnet, häufig ist der Aufbau der Feldspäte aus 2 bis 3 lamellaren Subindividuen verschiedener optischer Orientierung zu beobachten. Die in Schnitten senkrecht P und M gemessene Auslöschungsschiefe gegen die Trasse der Albitlamellen ergab die Winkelwerte 8 bis 12°, ferner solche von 14 bis 17° entsprechend dem Mischungsverhältnis:

$$\left.\begin{array}{l} 73\,\%\ Ab + 27\,\%\ An \\ 68\,\%\ \ „\ \ + 32\,\%\ \ „ \end{array}\right\}\ \text{was Oligoklas ergibt und}$$

$$\left.\begin{array}{l} 65\,\%\ Ab + 35\,\%\ An \\ 61\,\%\ \ „\ \ + 39\,\%\ \ „ \end{array}\right\}\ \text{zum sauren Andesin gehörig.}$$

Nur ein Teil der Feldspate, sowie der meiste Andalusit sind zentral oder nur randlich mit Graphitstaub erfüllt, jedoch sind die poikilisch verwachsenen kleinsten Quarzkörnchen nicht so massen-

Fig. 7.

Disthenschnitte.

haft wie im vorigen Hornfels, dagegen die großen automorphen Quarzkristalle der Kombinationsform $\infty P\,.\,P$ darin häufiger eingewachsen sind. —

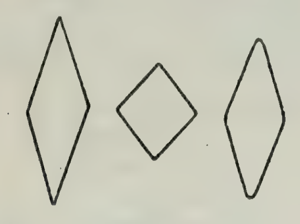
Der Andalusit unterscheidet sich übrigens von dem des vorigen Hornfelses in keiner Weise, daher auf das dort Angeführte hingewiesen sei. Allein neben den quadratischen Querschnitten des Andalusit werden bei einiger Aufmerksamkeit solche gefunden, die durch ihre schief oktogonalen und hexagonalen Umrisse auffallen (siehe vorstehende Figur 7), zentral und randlich mit Graphitstaub erfüllt und einem Mineral angehören, das im Schliff farblos, in breittafeligen Individuen vorkommt., begrenzt von;

$$\underset{M}{\infty \bar{P} \infty} \,.\, \underset{P}{\infty \breve{P} \infty} \,.\, \underset{o}{\infty' P} \,.\, \underset{l}{\infty P};$$

sowie auch Zwillinge mit M als Zwillingsebene keineswegs fehlen; diese Formen sowie die Auslöschungsschiefe auf M $c : c = 30^0$ lassen keine Zweifel darüber übrig, daß es sich um Disthen handelt. (Siehe oben Fig. 7.) Die Zwillingsquerschnitte haben wohl verschiedene Interferenzfarbe, aber fast gleiche Auslöschung, so daß das Mineral auch hierdurch am besten charakterisiert ist und die Verwechslung mit einem anderen ausschließt. Im Schliff farblos, Lichtbrechung hoch $n = 1{\cdot}72$, die Doppelbrechung mäßig $\gamma - \alpha = 0{\cdot}012$, daher die gelben Interferenzfarben; kein Pleochroismus bemerklich.

Fig. 8.

Anatasschnitte (glasklar).



In der Regel im Feldspat und Andalusit eingeschlossen, gelangten zahlreiche einzeln zerstreute oder zu mehreren angehäufte kleinste Kriställchen zur Wahrnehmung, deren Form in den Längsschnitten spitz pyramidal, in Querschnitten quadratisch ist, es sind also tetragonale Pyramiden der Form P (siehe obenstehende Figur 8), glasklar, einschlußfrei, Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar, die Lichtbrechung sehr hoch $n = 2{\cdot}52$, die Doppelbrechung stark $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}073$, optisch negativ, $c = a$, starke Dispersion, demzufolge die irisierenden grünen, blauen und roten Interferenzfarben hoher Ordnung. Im Schliff furblos und lebhaft gelbbraun bis orangegelb. Nach diesen Merkmalen ist das Mineral wohl Anatas.

Die Struktur des Gesteins erscheint als echte Pflasterstruktur, mit teils stumpfem Anstoßen der Körner, teils mit buchtigem Ineinandergreifen der letzteren. —

Die unterbrochene Fortsetzung der Hornfelse dieser Lokalität finden wir dicht östlich Mähr.-Altstadt, wo sie speziell in dem Terrain am sogenannten „Juristenstein" den dortigen Serpentinstock umschließen, sie besitzen jedoch hier nur noch eine abnehmende Breite von 300 *m*, um schließlich in ihrer nördlichen Fortsetzung gegen den Teltschbach hin allmählich auszukeilen, an ihre Stelle treten Gneisglimmerschiefer bis an die schiefrige Randfazies der zentralen Dioritmassen heran.

Jenseits des Teltschbaches in der Richtung gegen die Kolonie Altenberg begegnen wir abermals erbsgelben, überaus feinkörnigen Hornfelsen in Gestalt schwacher Einfaltungen in den dortigen Randdioriten. Es sind meist Plagioklas-Quarzgemenge nebst prismatischem und kleinwürfeligem Andalusit in wechselnder Menge und im Hornfelsverband; als Nebengemengteile beobachten wir: Körner und deren Aggregate von tiefolivengrünem Amphibol, Schmitze und Nestchen von Biotit, zahllose Körner von tiefdunkelgrünem Pleonast und eisenschwarzem Magnetit der Form *O* (III) oder in gerundeten Körnern, beide sind teils einzeln zerstreut, schließlich sind noch Haufwerke winziger Oktaederchen von tiefdunkelbraunem Picotit im Gestein einzeln zerstreut zu erwähnen. Die Amphibolindividuen erreichen des öfteren eine ungewöhnliche Größe und sind durch ihre vollkommene Spaltbarkeit, welche sich bis zur Feinfaserigkeit entwickelt, bemerkenswert; an demselben erkennen wir übrigens deutlich die fortschreitende Umwandlung zu Biotit.

Nächst dem fürstlichen Hegerhause, dem letzten Hause in Ober-Kunzendorf, fand Verfasser am Ostgehänge, in den zentralen Dioritkern versenkt, als Hauptgestein weißgraue, glasglänzende Quarz-Andalusithornfelse von hohem kristallinem Gepräge, bestehend aus überwiegendem fettglänzendem Quarz, mit den Nebengemengteilen Andalusit, zum Teil blutrot gefärbt, ferner grünen Biotit und perlmutterglänzenden Muskovit, viel Magnetit und Picotit, als winzige Oktaeder oft mit Quarz und Andalusit zu Drusen im Gestein zusammengehäuft; dagegen der Feldspat nur sehr spärlich vertreten ist. Der angeführte Muskovit ist sekundär aus Andalusit entstanden und wie ich an Streupräparaten u. d. binok. M. feststellen konnte, ist der Andalusit, unter Erhaltung seiner Form, zumeist in dichte Aggregate des Mukovit umgesetzt worden.

Ein erhöhtes Interesse knüpft sich an jene auffallend hellweißen graumelierten Hornfelse derselben Lokalität bei Ober-Kunzendorf, welche sich wesentlich aus Andalusit als Hauptgemengteil nebst Plagioklas aufbaut, dagegen der Quarz nur in einzelnen runden Körnern eingesprengt ist. In diesem Grundgewebe sind nun sehr viele Körner von blaßgrünem bis schwarzgrünem Amphibol regellos oder auf den alten Schichtflächen eingewachsen, der sich häufig zu Biotit umsetzt; ferner finden wir darin große Körner von kolumbinrotem Granat, kleine Oktaeder und Körner von Pleonast und Magnetit einzeln eingesprengt oder in Nestern zusammengehäuft. Der Andalusit ist weiß, zum Teil langprismatisch, die einzelnen Individuen bilden oft kreuz und quer gelagerte Haufwerke,

sie sind auch divergentstrahlig oder rosettenartig angeordnet, vielfach jedoch bloß körnige Aggregate. Hochwichtig für die Gesteinsentstehung ist die Tatsache, daß ein großer Teil des Andalusit zu dichten Aggregaten von perlmutterglänzendem farblosem Muskovit umgewandelt erscheint, was ich an Streupräparaten u. d. M. deutlich nachweisen konnte, die den mehr oder weniger fortgeschrittenen *Zerfall des Andalusits zu einer Unmasse kleinster Muskovitblättchen offenbarten.*

Bei fortgesetzter Umwandlung des Andalusits zu Muskovit kommt es lokal bis zur Ausbildung von *Muskovithornfelsen mit Muskovit als einzigem Hauptgemengteil,* worin man Relikte des *Andalusits* und sparsam verteilten Plagioklas nebst Quarz erkennt; darin sind eingesprengt zahllose Skelette des Amphibols, dann Magnetit, außerdem bemerkt man büschelförmig aggregierte Sillimanitnadeln. Solche *Glimmerhornfelse* sind wohl an Masse von geringer Bedeutung, sie gewähren jedoch ein seltenes hochinteressantes Beispiel sekundärer Gesteinsmetamorphose.

Aus den obigen Schilderungen gewinnen wir ein anschauliches Bild von dem gewaltigen Zuge der Hornfelsmassen, welche bei Buschin beginnen, über Eisenberg bis Halbseit-Hannsdorf fortsetzen, auf dem Ostgehänge des Graupatales und dem Hochland von Ebersdorf mächtig und lang entwickelt sind, und endlich noch jenseits des Teltschbaches östlich Mährisch-Altstadt bei Kunzendorf als schwächere Einlagerung anhalten. Ihre weitere nördliche Fortsetzung hat Verf. bislang nicht näher untersucht. Diese Hornfelse sind bisher verschieden als „glimmerarme Gneise“ oder „Glimmerschiefer“, ja sogar als „Wackengneise“ oder „Gneis von Hohenstadt“ beschrieben und bezeichnet worden; es sind jedoch, wie wir gesehen haben, echte Hornfelse, welche unmittelbar im Liegenden des großen Ganglakkolithen von Dioritgabbro in dessen Kontaktbereich auftreten und an diesen gebunden sind, daher kontaktmetamorphisch veränderte Gesteine, welche ihren Mineralbestand der *dioritisch-gabbroiden Kontaktmetamorphose* zu verdanken haben und teils von *sandig-grauwackigen* (Grauwackenschiefer), teils von *tonigsandigen* (Tonschiefern) Ursprungsgesteinen abstammen. Wir haben oben gesehen, daß es mannigfaltige dichte oder überaus feinkörnige glimmerarme oder -freie Andalusit-Plagioklasgesteine oder Quarz-Andalusitgesteine sind, welche die innere Kontaktzone vorstellen, während die im Liegenden folgenden glimmerreichen Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer und Phyllite den äußeren Kontakthof bilden; letztere Gesteine sodann allmählig in die nicht kontaktmetamorphischen Tonschiefer abklingen, welche an ihrer Oberkante die mächtigen unterdevonischen Kalksteinzüge des March- und Mittelbordtales umschließen.

Hornfelse auf dem komplementären Hangendflügel der Schieferumwallung.

Obige Ausführungen betreffen lediglich den Liegendflügel des Schiefermantels von dem in Rede stehenden großen Ganglakkolith. Wenden wir uns dagegen dem komplementären Hangendflügel der-

selben Schieferumhüllung zu, so finden wir, daß auch diesem Hornfelse keineswegs fehlen; wir stoßen auf solche insbesondere im oberen Graupatale am Kunzenberge und Rauchbeerberge westlich Kunzendorf, wo sie als ein 500 *m* breites Band auf eine große streichende Länge zu verfolgen sind. Merkwürdig ist die Tatsache, daß die dortigen Hornfelse nicht unmittelbar im Hangenden der Ganglakkolithen auftreten, also nicht in der inneren Zone des Kontakthofes lagern, sondern hier vielmehr eine Zwischenschiebung eines 400 *m* breiten Bandes von Gneisglimmerschiefer und Phyllit stattfindet, welche sonst überall in der äußeren Kontaktzone liegen. Dieses Verhältnis enthält einen zweifellosen Hinweis darauf, daß die Produkte der Kontaktmetamorphose nicht so sehr von den Entfernungen, als von dem Ursprungsmaterial abhängig waren. —

Andalusitführender Zweiglimmerhornfels von der Schöbelkoppe bei Kunzendorf.

Die Schöbelkoppe ist ein südlicher Ausläufer des Kunzenberges und der dortige Hornfels in ganz frischem Zustande ein hellweißgraues, im verwitterten Zustande erbsgelbes überaus feinkörniges Gestein, nach dem makroskopischen Befunde wesentlich bestehend aus einem Gemenge von Feldspat und Quarz, worin in wechselnder Menge rhombische Säulen der Form ∞P (110) des Andalusits zu bemerken sind, deren Länge zur Dicke dem Verhältnis 3 : 1 entspricht, auch gehören demselben kleinwürfelige Formen an, er ist weingelb und aschgrau, besitzt deutliche Spaltbarkeit nach (110), markiert durch dichtgedrängte Spaltrisse; auf den Spaltflächen fleckweise Matt- und Perlmutterglanz. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich als Nebengemengteile ein dunkelbrauner Biotit, welcher, zu Schmitzen angeordnet, Parallelstruktur bewirkt; derselbe ist auch öfters zu Nestern angehäuft; untergeordnet ist der aus dem Andalusit entstandene Muskovit und Granat im Gestein unregelmäßig verteilt. —

Im Dünnschliff u. d. P. M. sieht diese Felsart einem Zweiglimmergneis sehr ähnlich, wäre es nicht der Hornfelsverband, das gegenseitige Einschließen der Hauptgemengteile, der Skelettbau der farbigen Gemengteile sowie die zahlreichen Andalusite, welche uns eines anderen belehren. Demzufolge sind die wesentlichen Gemengteile dieser Felsart: Andalusit, zwischen vorwiegenden Feldspaten nebst Quarz verteilt, hierzu kommen die beiden Glimmer und zwar vorwaltend Biotit nebst Muskovit; akzessorisch Granat.

Vermöge seiner höheren Lichtbrechung $n = 1{\cdot}64$ tritt der Andalusit aus der Umgebung aller anderen Komponenten reliefartig hervor, dagegen die Höhe der Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}009$ wohl nicht die des Quarzes übersteigt; die gute Spaltbarkeit nach (110) ergibt in Längsschnitten zahlreiche dichtgedrängte Spaltrisse; im Dünnschliff farblos, gelblich und aschgrau, derselbe ist mehr oder weniger von Graphitstaub erfüllt und dann stark schwärzlich pigmentiert, oft ist nur ein zentraler Fleck sichtbar oder die kohlige Substanz ist in Streifen parallel zur Querabsonderung nach (001) verteilt. Der

Andalusit enthält außerdem zahlreiche Einschlüsse von farblosen Quarzkristallen in scharfen oder gerundeten Dihexaedern, auch nur in runden Scheibchen, außerdem ist er mit zahllosen punkt- und strichartigen Quarzkörnern siebartig durchlocht; ferner sind noch Einschlüsse von fasrigem Muskovit daraus zu erwähnen.

Die in dem kristallinisch körnigen Quarzfeldspataggregat vorherrschenden Plagioklase sind da und dort gelbbraun bestaubt und enthalten zahlreiche Quarzeinschlüsse in Form runder Scheibchen und dihexaedrischen Kriställchen mit scharfen oder gerundeten Ecken, weiter bemerken wir noch kleine Andalusite und kleine Biotite inmitten der großen Plagioklaskörner; die gemessene Auslöschungsschiefe in Schnitten ⊥ *P* und *M* ergab für die feinlamellierten Albitzwillinge der ∢ = 7°, entsprechend 73% *Ab* + 27% *An*; für die breitlamellierten Individuen dem ∢ 12° entsprechend 69% *Ab* + 31% *An*, also im ersten Falle einen intermediären und im zweiten einen basischen Oligoklas ergibt. —

Biotit und Muskovit sind im Schliff gegenüber den anderen Hauptgemengteilen doch nur sparsam vertreten, insbesondere gilt dies vom Muskovit, sie markieren die Schieferungsebene des Gesteins, auf der sie sich ausbreiten. Zuweilen ist der Muskovit mit dem Biotit parallel, häufiger kreuz und quer verwachsen, beide Glimmer sind formell gut entwickelt bei schönem Zonenbau und verweisen auf mäßige Lichtbrechung und hohe Doppelbrechung, welche im Biotit durch die tiefe Eigenfarbe verdeckt wird, dessen Pleochroismus stark ist, $\mathfrak{a}$ hellbraungelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ schwarzbraun. Muskovit ist farblos, Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz ist vorhanden; Erze fehlen dem Gestein fast gänzlich.

Die Pflasterstruktur entscheidet dafür, daß wir es auch im vorliegenden Gestein mit einem andalusitführenden Feldspathornfels zu tun haben. Mannigfaltige Hornfelsmassen werden wir noch weiter unten auf dem Graphitsattel zwischen Mährisch-Altstadt und Goldenstein antreffen. —

Zentraler Dioritkern längs des Kunzentales bei Kunzendorf.

Der Kunzenbach schneidet den zentralen Dioritkern unseres Ganglakkolithen in der ungefähren Mitte parallel zum Streichen durch, welchem Umstand wir beiderseits dieses Baches eine instruktive Blockanhäufung von Diorit zu danken haben, die speziell am Nordausgange von Kunzendorf sich weit ausbreitet, demzufolge wir die petrographische Zusammensetzung dieser dioritischen Gesteine genau verfolgen können, obwohl die anstehenden Gesteinsmassen im Untergrunde unter diluvialen Steinströmen oder Moränenschutt verborgen liegen. Anläßlich des Baues der neuen Bezirksstraße durch Kunzendorf war bei dem obersten Hause daselbst am Westgehänge ein Steinbruch im anstehenden Diorit eröffnet, darin konnte nun Verf. das Verhalten dieser Massen studieren. Das Streichen der Dioritbänke ist mit h 24, das Verflächen h 18 unter ∢ 25° observiert worden. Das herrschende Gestein längs des Kunzenbaches ist diesen Beobachtungen zufolge ein grobkörniger

Glimmerhornblende-Diorit

in zwei Varietäten, und zwar einer hellen quarzführenden sauren und einer dunklen quarzarmen basischeren Abart vertreten.

Die letztere ist ein braunschwarzes, weißgesprengtes oder weißstreifiges Massengestein, das u. d. binok. M. als ein hypidiomorph-körniges Gefüge erscheint, bei vorwaltender Beteiligung farbiger Gemengteile, und zwar von schwarzbraunem Biotit nebst schwarzbrauner und schwarzgrüner Hornblende, dagegen zurücktretender farbloser Gemengteile, und zwar mit weißgrauem, perlmutterglänzendem Plagioklas nebst etwas hehllweißem glasglänzendem Quarz mit ersterem verwachsen. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich als Nebengemengteile Titanit (Grothit), Magnetit und spärlich Pyrit. —

Der Biotit ist aus Lamellenpaketen aufgebaut, außerdem durch eine vollkommene basische Spaltbarkeit sowie starkem Pleochroism us ausgezeichnet, derselbe ist mit Hornblende verwachsen. Diese letztere ist makroskopisch schätzungsweise zu einer Hälfte tiefschwarzbraun, im Durchfallicht sattbraun; zur anderen Hälfte jedoch tiefschwarzgrün, im Durchfallicht olivengrün; sie bildet säulige Kristalle nach dem Amphibolprisma, in der Regel in der Prismenzone nach dem Orthopinakoid flach gedrückt, mit mangelhafter Endausbildung und polysynthetisch zu Kristallstöcken parallel verwachsen oder verzwillingt, ebenso häufig sind körnige Aggregate. —

Nachdem der Bericht C. v. Johns über die mikroskopische Untersuchung des unserem Ganglakkolithen angehörigen Hornblende-biotit-Diorit von Hackelsdorf nur spärlich fließt, so schien eine Dünnschliffuntersuchung an tadellos frisch erhaltenem Material dringend geboten, das gerade in dem Blockmeer an den Gehängen bei Ober-Kunzendorf gefunden wurde. Diese großen Steinblöcke stammen jedenfalls aus dem Innern einer gewaltigen Felsmasse, deren Trümmer durch Eismassen oder Steinströme transportiert wurden. Das zutage anstehende oder in kleinen Steinbrüchen aufgeschlossene Dioritmaterial war durchwegs verwittert, unfrisch, daher unbrauchbar.

Im Dünnschliffbilde u. d. P. M. besitzt das Gestein ein auffallend grobes Korn und ist zusammengesetzt aus den folgenden Hauptgemengteilen: Große Plagioklasse sind granitisch körnig verwachsen mit gemeiner grüner Hornblende und braunen Biotit; als Nebengemengteile sind zu konstatieren: kleine Quarzkörner, vereinzelte Individuen von Orthoklas und Zoisit sowie Kalzit; akzessorisch findet sich Ilmenit, Titanit und einzelne schlankprismatische Apatite.

Von hervorragendem Interesse unter den Komponenten sind die großen porphyritisch hervortretenden Plagioklase, zum Teil mit prachtvoller Zwillingslamellierung ausgestattet, die dem Albitgesetz folgt, wozu sich das Periklingesetz stellenweise gesellt, woraus sich prächtige überaus scharfe Gitterwerke entwickeln. Lamellierter Plagioklas macht oft in demselben Individuum homogenem Platz. Da und dort bemerkt man keine scharfen Lamellen, wohl scheinen

regellos begrenzte und wolkenartige Kristallstücke des Plagioklases zueinander in Zwillingsstellung zu treten; auch Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz kommen vor. In großen Plagioklasen, welche ausgezeichnete Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zeigten, wurden die Auslöschungsschiefen gegen die Zwillingsgrenze gemessen und im Mittel = 28° berechnet, entsprechend der Zusammensetzung von 49% *Ab* + 51% *An*, was sauren Labradorit feststellen läßt. — In vielen Plagioklasschnitten wurde Zonenstruktur festgestellt, deutlich auf schaligen Kristallbau hinweisend, und zwar mit von innen nach außen zunehmender Auslöschungsschiefe, also nach außen steigendem Anorthitgehalt, es liegt inverse Zonenstruktur vor; der Unterschied zwischen Kern und Hülle beträgt $6^1/_2$% des Anorthitgehaltes. — In manchen lamellierten Plagioklasen liegt aber auch der umgekehrte Fall vor, daß der Kern reicher an Anorthitsubstanz ist als die Hülle, das heißt, daß der ∢ der Auslöschungsschiefen von innen nach außen abnimmt, wie bei Eruptivgesteinen Regel. — Die Form der Plagioklase ist zumeist dick tafelförmig mit vollkommener Spaltbarkeit nach (010) und (001) markiert durch scharfe Spaltrisse. An der Peripherie der großen Plagioklase ist in der Regel ein kataklastisches feinkörniges Aggregat von Feldspat und Quarz zwischenräumlich eingeklemmt.

Von Einschlüssen der Plagioklase sind bemerkenswert Biotitlamellen, welche zumeist winzig klein und dann um so zahlreicher durch das ganze Individuum verteilt sind; ferner fand Verfasser darin vereinzelte Längs- und Querschnitte von Zoisit mit pyr.-prismatischem Habitus, nebst vollkommener Spaltbarkeit nach (010), die Lichtbrechung ist hoch $n = 1{\cdot}70$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007$ sehr niedrig.

Die an Menge unter den Hauptgemengteilen an zweiter Stelle stehende gemeine Hornblende ist stets saftgrün, niemals braun (im Gegensatz zu dem makroskopischen Befund), ihr Pleochroismus ist stark $\mathfrak{a}$ hellgrünlichgelb, $\mathfrak{b}$ grasgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün, daher Schnitte nach (100) blaugrün bis grün, solche nach (010) blaugrün bis gelb; Kristallformen erscheinen an ihr selten und meist unvollständig, zum Teil skelettartig, es sind bloß sehr einfache gedrungene Prismen ∞P (110) ohne terminale Flächen ausgebildet; Zwillinge nach (100) sind nicht gerade selten und lassen dann die Schnitte zwei scharf getrennte Hälften erkennen. Häufig sind solche Individuen, die nur eine Kristallfläche besitzen, welche den Spaltrichtungen parallel geht, oft erscheinen die Quarzschnitte bloß als mehr oder weniger zugerundete Rhombuse oder sie sind anderweitig verstümmelt, so daß nur Fetzen und Lappen zurückbleiben und diese auch in die Länge bis zur Zerreißung ausgezogen. Alle diese Erscheinungen sind teils auf magmatische Korrosionen, teils auf Pressungen senkrecht zu den Gangsaalbändern zurückzuführen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist vollkommen, welche in Querschnitten einander unter dem ∢ $124^1/_2{}^0$ kreuzende dichtgedrängte Spaltrisse liefert. Die Lichtbrechung ist mäßig $n = 1{\cdot}64$, die Doppelbrechung in den lichtdurchlässigen Schnitten $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$, sonst werden die Interferenzfarben durch die starke Eigenfarbe unterdrückt; die Auslöschungsschiefe oder die Neigung $c:\mathfrak{c}$ wurde in

zahlreichen Schnitten gemessen und beträgt 12 bis 13^0 im spitzen Winkel β.

Von Einschlüssen der Hornblende sind insbesondere hervorzuheben: Ihre Durchlochung mittels kleinen, teils dihexaedrischen Quazkristallen, meist nur zugerundeten Quarzkörnern, oft in großer Menge; farbloser Titanit, zum Teil Leukoxen, opaker Illmenit, sind vielfach eingesprengt. —

Der Biotit hält an Menge der Hornblende das Gleichgewicht, mit welcher er teils parallel, zumeist unregelmäßig verwachsen ist; derselbe besitzt längsgestreckte rechteckige Formen, an den kurzen Seiten von *P*-Flächen begrenzt, meistens aber daselbst wie abgebrochen zackig oder aber stumpf endigend, ebenso häufig sind durch Korrosionen unregelmäßige Lappen und Fetzen desselben. Basisschnitte sind ohne Spaltrisse, Längsschnitte zeigen sich von überaus feinen und vielen basischen Spaltrissen durchzogen. Schöne Zwillingsbildung in Längsschnitten gut kennbar, gewöhnlich aus zwei Individuen zusammengesetzt, welchen da und dort ein drittes Individuum eingeschaltet erscheint. Auch ist Zonenstruktur bemerklich, auf eine schalige Zusammensetzung hinweisend. Im Schliff gelbbraun, der Pleochroismus sehr stark, $\mathfrak{a}$ hellbraungelb, $\mathfrak{b}$ rotbraun, Basisschnitte $\mathfrak{c}$ rotbraun, $\mathfrak{b}$ zuweilen eine Schattierung dunkler. Die Achsenebene ist (110), die spitze negative Bisektrix $\mathfrak{a}$ weicht kaum merklich von der Vertikalachse ab, demzufolge überall gerade Auslöschung parallel zu den Spaltrissen; die Lichtbrechung $n = 1{\cdot}59$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}038$ (daher die Interferenzfarben wie bei Muskovit), Basisschnitte isotrop. Nach diesem Verhalten muß dieser Glimmer zum Meroxen, an der Grenze gegen die eisenfreien Magnesiaglimmer des Phlogopit gestellt werden. —

An Einschlüssen des Biotits sind anzuführen zugerundete Quarz- und Plagioklaskörner, womit derselbe mehr oder weniger durchlocht erscheint. Biotit und Hornblende legen sich um die großen Plagioklaskörner wellig herum, beide bilden angenähert parallele Reihen zwischen den Reihen der Plagioklase und sind in dieser Richtung längsgestreckt, wodurch ein schwacher Parallelismus zum Ausdruck kommt.

Der Quarz ist nur in kleinen, sehr unregelmäßigen Körnern im ganzen Schliff in untergeordneter Menge verteilt. — Der Kalzit ist ganz vereinzelt zwischen den übrigen Komponenten eingekeilt; derselbe ist durch schöne Zwillingsbildung charakterisiert.

Nach den obigen Ausführungen ist die Ausscheidungsfolge der ursprünglichen Komponenten:

Ilmenit, Titanit (Leukoxen), Apatit;
Hornblende und Biotit;
Quarz, zuletzt Plagioklas. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Solche sind gerade in diesem so überaus frischen Gestein von großer Bedeutung und verweisen auf eine frühzeitige posteruptive hydrothermale Tätigkeit von ungewöhnlicher Intensität, und zwar sind speziell die großen Plagioklase davon betroffen worden, welche

eine tief eingreifende Veränderung erfahren haben und wesentlich in einer Zeolithisierung bestehen. Makroskopisch ist allerdings an den Stufen nicht das geringste wahrzunehmen. Prächtige zwillingslamellierte Plagioklase erscheinen gewöhnlich in ihrem Innern in unregelmäßigen Partien und Nestern völlig zerstört in eine parallel und verworren fasrige, zum Teil büschelig und rossettenförmig aggregierte Substanz zeolithischer Natur, zu deren Zerlegung es der stärksten Systeme bedarf; von schwacher Lichtbrechung, dagegen starker Doppelbrechung, welche nach Maßgabe der reingelben und gelbgrünen Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}029$ beträgt, mit gerader Auslöschung in der Längsrichtung der Fasern, demnach wahrscheinlich ein Thomsonit vorliegen dürfte; dazwischen sich ein netzartiges Geäder drängt, das optisch strukturlos und isotrop erscheint, sowie an die Balken des Serpentins erinnert.

In solchem parasitären Thomsonitaggregat finden sich neben vielen Plagioklasresten außerdem unregelmäßige Lappen und Fetzen von Titanit, charakterisiert durch seine hohe Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}115$, deshalb die irisierenden Interferenzfarben hoher Ordnungen (ähnlich wie bei Kalzit) und die schiefe Auslöschung, welche gegen die Spaltrisse gemessen wurde und den ∢ = 25⁰ ergab, bei ungewöhnlich starker Achsendispersion. Ferner bemerkt man inmitten solcher Thomsonitaggregate weitgehend zerfressene Ilmenite. — Die gedachten hydrothermalen Umwandlungsprozesse dürften sich in der Weise vollzogen haben, daß die Zeolithisierung mit der Entkalkung der Plagioklase Hand in Hand ging, dabei durch die Reaktion von Kalk und Ilmenit, Titanit gebildet und gleichzeitig der oberwähnte Kalzit ausgeschieden wurde. —

Zusammengescharte Aggregate der Hornblende weisen in ihrem Innern eine Umwandlung zu Chlorit auf; derselbe ist im Durchfalllicht hellgrün, der Pleochroismus kaum merklich grünlich (parallel 001) und weißlich senkrecht dazu; die Doppelbrechung nach den grünlichgrauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}008$, die spitze positive Bisektrix c steht ⊥ auf (001), doch ist sie stellenweise mehr oder weniger geneigt, so daß die Auslöschungsschiefe ∢ $c : c = 0^0$ bis 10^0 schwankend, deutlich zu erkennen ist, daher dieser Chlorit zum Klinochlor gerechnet werden muß. In der gedachten Chloritmasse bemerkt man sehr zahlreiche kleine Ueberreste der Hornblende welche durch die viel größere Auslöschungsschiefe leicht und sicher zu erkennen sind. Peripherisch bemerkt man durchwegs frische Hornblende, der Prozeß somit von innen nach außen fortschreitet.

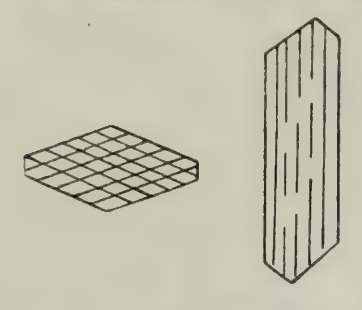
Wir können wohl auf Grund der obigen Untersuchungen den geringen Gehalt an Quarz vernachlässigen und das Gestein kurzweg als Hornblendebiotit-Diorit bezeichnen, dessen Struktur durch die großgewachsenen Plagioklase zur porhpyritischen hinneigt. —

Im Gegensatz zu der vorstehend genau untersuchten dunklen Varietät unseres Diorits steht die helle Abart desselben, worin die stärkere Beteiligung farbloser Gemengteile auf Kosten der farbigen in Zunahme begriffen erscheint, was sich namentlich darin ausspricht, daß sich der Plagioklas nebst Quarz zu weißen Streifen und Striemen aggregieren, außerdem sind in der Gesteinsmasse 5 — 10 *mm*

große rundliche Einsprenglinge des Plagioklases porphyrisch ausgeschieden. Die Hornblende ist in solchem Gestein teils zu größeren Körnerhaufen zusammengeschart, teils in automorphen Kristallen der Komb.-Form (110) . (010) . (101) . (011) polysynthetisch zu Kristallstöcken „schilfigstengelig" aggregiert, sie ist tiefschwarzgrün,

Fig. 9.

Quer- und Längsschnitt der Hornblende.



im Durchfallicht olivengrün. Der Biotit besteht aus dicken Lamellenpaketen, er besitzt vollkommene Spaltbarkeit und starken Pleochroismus, seine Farbe ist ebenfalls tiefschwarzgrün, im Durchfallicht gelbgrün. —

Anläßlich der Verbreiterung der Gemeindestraße von Mähr.-Altstadt nach Großwürben wurden die Randdiorite des Teltschtales an mehreren Stellen angehauen, daher bei dieser Gelegenheit gut studiert werden konnten. In den Randdioriten wächst die Menge der farbigen Gemengteile, dagegen Feldspat nebst Quarz ausfallen, das heißt das Gestein wird gegen die Grenzfläche hin konstant basischer. Der Glimmer desselben ist rotbraun bis kolumbinrot und möchte wohl zum Phlogopit eingereiht werden, seine Menge vermehrt sich auf Kosten der Hornblende, so daß diese letztere fast gänzlich ausfällt und wir es mit einem braunvioletten Glimmerdiorit zu tun bekommen. Durch solche Vermehrung der Biotite kommt es zur Ausbildung von Parallel-, beziehungsweise Schieferstruktur und in den äußersten Randpartien übergeht alsdann der Diorit schließlich in braunvioletten feinstreifigen Dioritschiefer. — Ein Teil der braunvioletten massigen Randdiorite am rechten Teltschbachgehänge oberhalb dem Bauer Thannhäuser ist dadurch ausgezeichnet, daß er viele korrodierte, zugerundete Körner von kolumbinrotem Granat als Einsprenglinge enthält. Der letztere zeigt noch deutliche Spuren ursprünglicher Ausbildung nach ∞O (110) und gehört dem Almandin an, und weil er als Strukturzentrum dient — er wird stets von Biotit umkränzt —, so ist er als eine frühe Bildung aufzufassen. Der Granat erreicht Hanf- bis Erbsengröße.

In einem anläßlich des Straßenbaues neu eröffneten Steinbruche oberhalb dem Anwesen des Thannhäuser kommen in den dortigen

basischen Randdioriten auch pegmatitische Gebilde, und zwar gangförmig vor. Solcher Dioritpegmatit ist wesentlich aus grobkörnigem Plagioklas und Quarz und 1×2 *cm* großen Tafeln von Meroxen zusammengesetzt, akzessorisch ist Granat.

Vergleichen wir vorstehende Untersuchungsergebnisse mit den früheren oben angeführten, insbesondere den Dünnschliffanalysen der Diorite, so geht daraus die nahe Uebereinstimmung der petrographischen Charaktere hervor. Betrachten wir ferner rückblickend den überaus langen Gangzug unserer Dioritmassen, so staunen wir über die auffällig gleichmäßige petrographische Zusammensetzung dieser Hornblendebiotitdiorite auf ihrem langen Wege, auf so weite Entfernungen, was ein merkwürdig gleichmäßig chemisch gemischtes Urmagma zur Voraussetzung hat, um solch gleichartige Kristallisationsbedingungen aus dem Schmelzfluß zu schaffen. Eine Differenzierung der Kristallisationsprodukte dem Hauptstreichen entlang hat nicht stattgefunden, sie war in dieser Richtung so gut wie ausgeschlossen; dagegen hat eine Spaltung innerhalb der Dioritmassen, beziehungsweise ihrer Ausscheidungsprodukte senkrecht auf das Streichen nach den Saalbändern hin stattgehabt, in der Weise, daß in letzterer Richtung die ausgeschiedenen Massen sich an farbigen Silikaten stetig anreicherten, beziehungsweise dahin basischer geworden sind und gleichzeitig die an Plagioklas reichen Massen im zentralen Kern des Ganges zur Konzentration gelangten, welche häufig zur porphyritischen Struktur hinneigen.

Randliche Verdichtung des Gesteinskornes ist eine allgemeine Erscheinung: während in der Gangmitte ein grobes Korn herrschend ist, erfolgt gegen die Saalbänder ein allmähliches Herabsinken der Korngröße, letztere ist von der Abkühlung der Intrusivmasse an den Ganggrenzflächen bedingt und davon abhängig.

Damit ist Parallelstruktur in den Randpartien und gegen die Saalbänder hin innig verknüpft, welche sich bis zur Ausbildung von feinstreifigen Dioritschiefer steigern kann. Dagegen fehlt den zentralen Hornblendebiotitdioriten makroskopisch jede Parallelstruktur und nur u. d. M. konnte ein schwacher Parallelismus der Hornblende-Biotitreihen einerseits und den Reihen der porphyrischen Plagioklase anderseits erkannt werden, welche Erscheinung wohl als ein fluidales Phänomen aufzufassen ist. —

G. v. Bukowski hat auf dem neuen Kartenblatte Mähr.-Neustadt—Schönberg nebst den dazugehörigen Erläuterungen in Begleitung seines „Hornblendegranitites" noch einen „Perlgneis" ausgeschieden. Dieser ist jedoch nichts anderes als ein Differentiationsprodukt unseres Hornblendebiotit-Diorits, welchem eine ausgezeichnete Parallelstruktur eignet und worin die porphyritischen Bytownit-Einsprenglinge als bis nußgroße Augen erscheinen. Genetisch gehört also der sogenannte „Perlgneis" zu unserem Dioritgabbrogange, demzufolge dessen Abtrennung bei den nahen Beziehungen zum Diorit sich als eine willkürliche Aktion darstellt, daher auf der beiliegenden geologischen Uebersichtskarte selbstredend unterlassen wurde.

Gesteine der graphitführenden Gebirgsfalte zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein [1]).

Hochwichtig und im hohen Grade charakteristisch ist unser Schiefermantel in dem breiten Raume zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein entwickelt, er kann hier nicht nur auf Vollständigkeit aller seiner sonstigen Gebirgsglieder Anspruch erheben, sondern es kommen hier noch hinzu der Graphitsattel bei Klein- und Großwürben nebst der angrenzenden Graphitmulde bei Goldenstein.

Neben dem großen Spaltenausbruch des langen lakkolithischen Dioritgabbroganges haben seitlich kleinere Ausbrüche des dioritisch-gabbroiden Magmas stattgefunden, wodurch sich das Auftreten von Dioritgneis (beziehungsweise dickschiefrigen Hornblendegneis), Gabbroamphiboliten (Plagioklas- und Granat-Amphiboliten, Gabbroamphibolschiefern und Hornblenditen, Hornblendefels), in der östlich angrenzenden Altstadt-Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte mit ihren Graphitlagern erklärt.

Im Innern der Antiklinale von Klein- und Großwürben begegnen wir einem domförmigen Kern von Glimmerschiefer und Schiefergneis, darauf folgt ein elyptisch geformter ringsum geschlossener Amphibolitzug, darüber im Hangenden der Kalksteinzug mit dem Sattelflöz lagert, dessen lange Sattelaxe 5 *km*, die kurze 2·5 *km* mißt. Ueber dem letzteren Kalksteinband folgen nun an der nordöstlichen Sattelflanke dickschiefrige Dioritgneise (Hornblendegneis), während an der südwestlichen Sattelflanke eigentümliche dichte und plattige Hornfelse herrschen, welche lokal von grobkörnigen feldspatreichen Pegmatitmassen durchsetzt werden, welch letztere im Gegensatze zum femischen, den salischen Typus, des dioritisch-gabbroiden Magmas repräsentieren. Die gedachten Hornfelse an der südwestlichen Sattelflanke sind überaus feinkörnige, hellweißgraue Gesteine, die als ein 300 bis 600 *m* breites Gesteinsband, den ringförmigen Kalksteinzug mit dem Sattelflöz, zur Hälfte seiner Peripherie umfassen. Unter dem Kalksteinring folgt noch ein zweites Band solcher hellweißgrauer überaus feinkörniger Hornfelse, dessen Breite von 200 bis 500 *m* wechselt und dem Amphibolitzug im Innern des Sattelkernes an seiner westlichen Flanke auflagert. —

Die letztgedachten Gesteine der Außenzone werden alsdann durch einen großartigen ringförmigen Amphibolitzug an der äußeren Sattelperipherie lückenlos umschlossen, worauf dann die Glimmerschiefer und Sedimentgneise (ähnlich jenen des Sattelkernes) die Reihe der zugehörigen Gebirgsglieder beschließen. Es muß jedoch, um Mißverständnissen vorzubeugen, mit Nachdruck betont werden, daß ein Teil dieser ringförmigen lagerartigen Züge von Amphibolit und Hornblendeschiefer sehr wahrscheinlich von Diabasen abstammt und nicht zum Eruptionsgefolge des Diorits gehört; nähere Untersuchungen fehlen noch.

---

[1]) Siehe die geol. Karte und das Profil l. c. pag. 23 u. 56.

In der südöstlich anstoßenden Synklinale finden wir zwei Kalksteinlager mit Amphibolitstöcken, Quarzitlagern und Graphitflözen, welche die einander zufallenden Muldenflügel darstellen, während das Muldeninnere durch mächtige Hornblendebiotitgneise (wahrscheinlich vom Diorit abstammend), Plagioklas- und Granat-Amphiboliten ausgefüllt werden, welch letztere auf Gabbros als Ursprungsgesteine hinweisen.

Ob nach Analogie des benachbarten großen Dioritgabbroganges auch die Hornblendegneise und Hornblendebiotitgneise des Altstadt-Goldensteiner Graphitgebietes tatsächlich von Dioriten, die Plagioklas- und Granat-Amphibolite von Gabbros abstammen, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür jedoch mit dem Unterschiede, daß wir uns die letztgedachten Eruptivgesteine zum Teil als Deckenergüsse vorzustellen haben und ein Teil der Amphibolite insbesondere die Granat-Amphibolite als stockförmige Massen die Kalksteinzüge mit ihren Graphitflözen durchbricht oder im Liegenden oder Hangenden begleitet.

Unter dem Einflusse der gedachten Eruptivgesteine machte sich eine ausgebreitete Kontaktmetamorphose geltend, welche alle Sedimente mit wechselnder Intensität ergriffen und den neuen Mineralbestand derselben geschaffen hat; hierbei wurden die Kalksteine teils zu Marmor, untergeordnet Kalksilikatfels, meist jedoch zu Diopsidkalkstein weiterschreitend zu Ophikalziten umgewandelt, die Sandsteine ergaben Quarzite, die Tonschiefer sind zu Phylliten, Glimmerschiefer sowie Schiefergneisen, die sandig-grauwackigen Gesteine zu Hornfelsen geworden und endlich die phytogenen Sedimente der Kontakmetamorphose zu Graphit und Graphitschiefer sowie Graphitkalkstein anheimgefallen, auf welchem sich seit ungefähr 100 Jahren ein blühender Bergbau entwickelt hat.

Von ganz besonderem Interesse ist es, die kontaktmetamorphische Bildung des Diopsid-Kalksteins an einem Beispiel im Dünnschliff unter d. P. M. zu verfolgen. Der Dünnschliff wurde aus jenem großkörnigen zu Marmor umgewandelten Kalkstein entnommen, welcher im Hangenden des Sattelflözes lagert und mit dem Oberstollen am Kiesbergbau zu Peterswald 10 *m* ebensöhlig überfahren wurde. Dieses übrigens vollständig frisch erhaltene Gestein zeigt starke Diopsidbildung auf allen Strukturflächen. (Schicht- und Zerklüftungsflächen) in Form von Schmitzen, Leisten und Adern dem Gestein eingeschaltet.

Diopsidkalkstein vom Kiesbergbau Peterswald.

Schon mit freiem Auge und mit der Lupe kann an den Stufen festgestellt werden, daß der Kalkstein in einem großkörnigen hellgrauen bis weißen Marmor umgewandelt ist, derselbe erscheint mit Eisenkies (Pyrit) und Graphitblättchen stark durchschwärmt; ferner findet man darin einen olivgrünen Pyroxen, in bald größeren, bald kleineren rundlichen Körnern und unregelmäßigen Kristallen; derselbe zieht dergestalt und in Leisten und Schmitzen

zwischen den Kalzitkörnern hindurch und verbreitet sich in zusammenhängenden Ueberzügen auf den Strukturflächen des Marmors.

Im Dünnschliff u. d. P. M. bemerkt man, daß der Marmor aus sehr verschieden großen farblosen bis weißen Kalzitkörnern zusammengesetzt ist, welche durch vollkommene Spaltung nach R $(10\overline{1}\overline{1})$, demzufolge scharfe und gedrängte Spaltrisse charakterisiert und allgemein durch polysynthetische Zwillingsbildung nach $^1/_2$ R $(0\overline{1}\overline{1}2)$ ausgezeichnet sind, deren Zwillingslamellen schwankende Breite zeigen und bis zur Feinfaserigkeit herabsinken. Im Schliff farblos und grauliehweiß, bräunlich und schwärzlich, mehr oder weniger stark bestäubt. Starke negative Doppelbrechung $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}172$ bedingt bei $\times$ Nikols die blau und grün irisierenden weißlichen Interferenzfarben hoher Ordnung. Zufolge der für den ω- und ε-Strahl verschiedenen Lichtbrechung, schwankendes Relief je nach dem das Licht die Kristallschnitte oder die Zwillingslamellen als ω- oder ε-Strahl durchläuft, ebenso tritt auch die Absorption der beiden Strahlen mit dem Sinne $\omega > \varepsilon$ auffällig hervor und noch auffälliger wird diese Erscheinung in den polysynthetisch verzwillingten Kalzitindividuen, wo bei ausgeschaltetem Analysator das eine Lamellensystem farblos, das andere in lebhaften blauen und braunen Farben erglänzt. An der Peripherie der großen Kalzitkörner drängt sich ein kataklastisches kleinkörniges Aggregat von Kalzit zwischendurch, stellenweise schreiten diese Spuren mechanischer Einwirkung bis zur Ausbildung von Mörtelstruktur fort. —

In solchen zerbröckelten Kalziten und überhaupt an der Grenze der großen Kalzitindividuen begegnet man bald kleinen, bald größeren Körnern eines Diopsid, der nach Art des Diallag durch lamellaren Bau parallel (100) scharf charakterisiert erscheint; die großen Körner sind mindestens 20 mal größer als die kleinen; Kristalle fehlen. Derselbe ist im Schliffe farblos, kein Pleochroismus, die Lichtbrechung höher als im Kalzit, daher das stärkere Relief, die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der orangegelben und die orangeroten Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$ bis $0{\cdot}033$; die Auslöschungsschiefe $c:c = 37$ bis 38^0 im stumpfen Winkel β, welcher Wert an zahlzeichen Individuen gemessen wurde. Die großen Diopside zeigen einen Zerfall in eine Anzahl kleinerer Körner von verschiedener optischer Orientierung. Daß sich unser Diopsid auf Kosten des Kalzits entwickelt hat, geht aus seinen starken, gegen den Kalzit gerichteten Ausbuchtungen und Kristallisationshöfen hervor. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung von dem Vordrängen der Diopsidsubstanz von Molekül zu Molekül auf den einzelnen Zwillingslamellen des Kalzits, das sich u. d. P. M. gut verfolgen läßt, bis das ganze Individuum davon erfaßt wird.

Von den Nebengemengteilen ist der Eisenkies (Pyrit) hervorzuheben, an dem unser Kalkstein außerordentlich reich ist und wodurch derselbe besonders charakterisiert erscheint. Der Eisenkies umhüllt einen großen Teil der großen Kalzitkörner an ihrer Peripherie, er ist aber auch allerdings weit weniger oft und nur in kleinen Individuen

im Innern der Kalzitschnitte zu sehen. Anderseits sind schöne, regelmäßig geformte kleine Kalzitrhomboeder verschiedener Schnittlage im Eisenkies eingeschlossen. Derselbe läßt zumeist die Form $\infty O \infty$ (100) weniger oft die Kombination $\frac{\infty O 2}{2} . \infty O \infty$ (210 . 100) auch im Schliff deutlich erkennen, er ist durch seine im Auffallicht charakteristische speisgelbe Farbe und den hohen Metallglanz leicht erkennbar, insbesondere bei abgeblendetem Spiegel. Nach obigem Verhalten würde man rückschließen, daß Kalzit und Pyrit gleichzeitig kristallisierten, was aber nicht ganz zutrifft. Daß das Schwefeleisen bereits im ursprünglichen Kalkstein vorhanden war, beziehungsweise beide gleichzeitig niedergeschlagen wurden, darüber kann kein Zweifel bestehen, jedoch bei der kontaktmetamorphen Umkristallisation ist der an Masse weit vorherrschende Kalzit zuerst, unmittelbar darauf der Eisenkies ausgeschieden. Die Pyritbildung hat aber bereits zur Zeit der Kalzitausscheidung im beschränkten Maße angefangen und hat ihren Höhepunkt erreicht, als die Kalzitbildung bereits aufgehört hat. Von einer tatsächlich jüngeren oder späteren Kiesimprägnation, wie Prof. Weinschenk behauptet, kann keine Rede sein, dafür bieten unsere Gesteine keinerlei Anhaltspunkte, diese steht auch mit dem einfachen Bildungsvorgange der letzteren im unlösbaren Widerspruche[1]).

Was endlich den akzessorisch beigemengten Graphit betrifft, so bemerken wir, daß nur vereinzelte größere Blättchen davon im Schliff zu sehen sind, sie erscheinen nicht immer völlig opak, sondern sind durchscheinend mit bläulichem Lichtschein; dagegen enthält ein Teil, und zwar die rauchgrauen Kalzitschnitte zahllose Punkteinschlüsse von Graphitstaub in feinster Verteilung durch die betreffenden Körner verbreitet, wodurch die hellgraue Färbung unseres kristallinen Kalksteins, beziehungsweise Marmors bedingt wird.

Diopsidkalkstein von der Schnaubeltkoppe zu Kleinwürben.

Zu den hervorragend charakterisierten Vertretern seiner Art gehört der Diopsidkalkstein mit seinen schönen Diopsidkristallen, welchen Verf. auf der Schnaubeltkoppe oberhalb Kleinwürben im Hangenden des dort durchstreichenden Sattelflözes in einem kleinen Steinbruch aufgefunden hat. Es bricht daselbst ein dunkelgraublauer mittelkörniger kristalliner Kalkstein mit reicher Graphitimprägnation, der in Form kleinster, stark metallisch glänzender Blättchen und ebensolchen Körnern dem Gestein eingestreut ist; weniger reichhaltig ist derselbe mit Eisenkies eingesprengt; ferner findet sich darin als Nebengemengteil ein stark perlmutterglänzender Muskovit in kleinen Schüppchen verstreut. —

Dieser kristalline Kalkstein enthält zahllose Kristalle und Körner von Diopsid eingewachsen, welche insbesondere an den

[1]) Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abhdlgn. d. k. bayr. Akademie. d. Wiss. II. Cl. XIX., II. Abt., München 1897, pag. 19.

Strukturflächen und anderen freiliegenden Flächen der Verwitterung ausgesetzt, alsdann die Diopside frei hervorragen läßt; dieselben erreichen 15- 20 *mm* Länge, bei 5—6 *mm* Breite, dagegen die kleinen Kristalle nur 5—3 *mm* und darunter lang werden, sie sind jedoch in um so größerer Zahl eingewachsen. Die meisten Diopsidkristalle sind bloß in der Prismenzone entwickelt, mit folgenden nach ihrer absteigenden Größe geordneten Flächen:

$$\infty \bar{P} \infty\ (100) . \infty \breve{P} \infty\ (010) . \infty P\ (110)$$

dagegen Endflächen fehlen. Vollständig ausgebildete Individuen mit Endflächen sind nicht allzu häufig, alsdann treten zu den bereits angeführten noch folgende Flächen hinzu:

$$o P\ (001) . 2 \breve{P} \infty\ (021) . {}^{1}/_{2} P\ (312)$$

Der Habitus solcher Kristalle besitzt große Aehnlichkeit mit demjenigen des Diopsids von der Schwarzenstein-Alpe im Zillertal[1]) und aus dem Alatal (Testa. Ciarvo)[2]). Spaltbarkeit nach ∞ *P* (110) ist an den Prismenquerschnitten senkrecht *c* sehr gut zu sehen, die Spaltrisse sind häufig so dicht gedrängt, daß Feinfasrigkeit parallel *c* entsteht; sehr gute Teilbarkeit nach (001) scharf ausgeprägt, Spaltbarkeit sowohl nach (100) als auch nach (010) gleichvollkommen. Die Farbe dieser Kristalle ist eisenschwarz, infolge massenhafter Graphiteinschlüsse; merkwürdigerweise sieht man nächst diesen graphitgeschwärzten Individuen auch solche, die von Graphit frei, zu den hellgefärbten Diopsiden gehören, sie sind grünlichweiß und gelblichweiß; die ersteren sind matt, auf Bruchflächen oft metallisch glänzend, letztere dagegen glasglänzend. Außer den Graphiteinschlüssen bekommen wir in diesen säulenförmigen Diopsiden auch zahlreiche Pyrite zu sehen, da und dort mehr oder weniger angehäuft.

Verf. hat diesen Diopsidkalkstein bereits früher kurz beschrieben in seiner Abhandlung „Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein“, jedoch den schwarzen Diopsid für Augit gehalten[3]). Später sandte Verf. einige charakteristische Stufen mit schönen Diopsiden an das mineralogisch-petrographische Institut der Deutschen Universität Prag, wo Prof. A. Pelikan den Pyroxen eingehend untersuchte und denselben als einen tonerdereichen, eisenarmen Leukaugit beschrieben hat[4]). Eine im späteren Zeitpunkte durch R. v. Zeynek ausgeführte chemische Analyse ergab jedoch einen fast reinen Kalkmagnesia-Diopsid[5]). Danach hat unser Altstädter Diopsid nachfolgende prozentische Zusammensetzung:

---

[1]) C. Hintze, Mineralogie II. Bd., pag. 1059.

[2]) Ebendaselbst pag. 1068.

[3]) L. c. pag. 28.

[4]) Tschermacks Min.-petr. Mitt., 19. Bd. 1900, pag. 106—110.

[5]) Tschermacks Min.-petr. Mitt., 19. Bd. 1900, pag. 338—339.

	I.	II.	Molekular-
	Prozent		prozente
Kieselsäure SiO_2 . . .	51·76	52·00	0·867
Tonerde Al_2O_3 . . .	1·65	1·70	0·016
Eisenoxyd F_2O_3 . . .	0·35	0·35	0·002
Eisenoxydul FeO . . .	0·69	0·71	0·010
Kalkerde CaO . . .	25·78	25·92	0·463
Magnesia MgO . . .	18·35	18·45	0·462
Natron Na_2O . . .	0·86	0·87	0·014
Wasser H_2O	0·51	—	—
Kohlenstoff C . . .	0·52	—	—
Zusammen . . .	100·47	100·00	—

Die bei diesem Anlasse von Pelikan gefundene Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0·0157$ ist für Diopsid so auffallend schwach, daß dieser Wert unmöglich richtig sein kann, denn derselbe ist für Diopsid allgemein mit 0·029 ermittelt worden (siehe das Farbenschema von Michel Levy und Lacroix), womit auch die vom Verf. weiter oben für den Diopsid des demselben Vorkommen angehörigen kristallinen Kalkstein (Marmor) vom Kiesbergbau Peterswald gefundene Differenz der Brechungsexponenten $\gamma - \alpha = 0·030$ bis 0·033 nicht nur in naher Übereinstimmung steht, sondern noch etwas größer ist. Dagegen ist die Lage der I. Mittellinie für den Kleinwürbener Diopsid $\sphericalangle\, c:c$ für Na Licht $= 36^0\ 36'$ für Li Licht $36^0\ 51'$ gefunden worden, was mit dem für den Peterswalder Diopsid gefundenen Winkelwert $c:c = 37 - 38^0$ gut übereinstimmt. Ferner erhielt Pelikan $2\,Ea$ für Na Licht $= 110^0\ 1'$ und für rotes Licht $112^0\ 30'$ und daraus $2\ Vna = 55^0\ 57'$ und $2\ Vli = 56^0\ 36$; welcher für Diopsid klein erscheint.

Auch der kristalline Kalkstein aus dem zum Hauptaufschlußbau dienenden Aloisstollen des Graphitbergbaues bei Kleinwürben ist zum größeren Teil Diopsidkalkstein, welcher das Sattelflöz im unmittelbaren Liegenden und Hangenden konstant begleitet.

Ein weiterer Teil dieser kontaktmetamorphen Kalksteine besteht aus einem Gemenge von Muskovit, Kalzitindividuen, Diopsid, Graphitkörnern und -Schuppen als Hauptgemengteilen nach ihrer abnehmenden Menge geordnet; akzessorisch erscheint Magnetit, spärlich Granat. Man kann deutlich verfolgen, daß der Diopsid auf den zahllosen pseudorhomboedrischen Spaltungsklüften und sonstigen Strukturklüften des Kalksteins später eingewandert ist und sich dort angehäuft hat. Es ist leicht begreiflich, daß solcher Muskovit-Diopsidkalkstein mit HCl behandelt bloß ein sehr schwaches Aufbrausen zeigt; derselbe fühlt sich überdies sehr fettig an und dürfte wohl dieser Muskovit zum Serizit zu stellen sein.

Des öfteren wurde eine Wechsellagerung von hellgrünem bis schwarzgrünem Diopsid in zentimeterdicken Leisten und Trümmern mit blendendweißen Kalzitschnüren und -Lagen beobachtet. Der erstere ist teils rundkörnig, teils fasrig, Kristalle selten; mitunter

ist der Diopsid mit Graphitschüppchen imprägniert und dann schwarz gefärbt.

Aehnlichem Diopsidkalkstein begegnen wir auch im Hubertstollen am Baderberge bei Goldenstein, wo derselbe das unmittelbare Hangende und Liegende des Baderberg-Graphitflözes bildet und von mannigfaltigen Gabbro-Amphiboliten durchbrochen wird. —

Auf der obgenannten Schnaubeltkoppe, und zwar in der Lokalität, wo sich die alten Graphitschürfungen des Olmützer Kaufmannes Hirsch in der dortigen Josefszeche befinden, hat der Verf. einen bemerkenswerten Andalusitkalkstein gefunden, der für den kontaktmetamorphischen Charakter dieser Kalksteinmassen sehr bezeichnend ist; darin der Andalusit in schönen rhombischen Prismen entwickelt erscheint. Der zwischengelagerte Muskovitgneis enthält bis zollgroße Muskovittafeln. Weiter aufwärts am Teltschhübel, dort, wo die Barbarazeche gelagert erscheint, wurde vom Verf. ebenfalls Andalusit-Kalkstein gefunden. —

Das zum Teil marmorisierte Kalksteinlager im Hangenden des Baderbergflözes bei Schlögelsdorf führt nächst der Fleischerkapelle neben Graphitschuppen eine mehr oder weniger große Menge von Gramatit. Derselben kontaktmetamorphen Gesteinszone gehören auch die teilweise marmorisierten Kalksteine von Setzdorf, Sorge und Wildschütz an, welche ebenfalls neben Graphitschuppen viele Gramatitsäulen enthalten. —

Die Hornfelse an der südwestlichen Sattelflanke, beiderseits des Teltschbaches nächst Kleinwürben.

Mannigfaltig und charakteristisch ausgebildete Hornfelse sind in den Steinbrüchen am rechten Teltschbachgehänge knapp unterhalb Kleinwürben aufgeschlossen, und zwar sind hier folgende Typen vertreten:

1. Hellweißgraue feinstreifige Andalusit-Biotithornfelse, als das vorherrschende Hauptgestein,

2. dunkelbraunvioletter Biotit-Feldspathornfels und

3. berggrüner chloritisierter Biotit-Feldspathornfels andalusitführend, als dagegen zurücktretende auf einzelne Bänke beschränkte Felsarten.

Makroskopische Untersuchung unter Mithilfe des binokul. Mikroskops:

ad 1. Der hellweißgraue streifige Hornfels erscheint uns als eine Anordnung des Andalusits in Körnerreihen, in dem herrschenden überaus feinkörnigen Feldspatquarzgemenge mit Hornfelsverband; und zwar heben sich namentlich auf den Schieferungsflächen im Längsbruche die stark glitzernden Spaltflächen des Andalusits ab, man sieht längliche, bald breitere, bald schmälere Leisten, und erkennt seine langprismatischen Gestalten kreuz und quer umherliegen. Akzessorisch ist Hornblende in Körnern und Schmitzen sowie schwarzbraune Flecken bestehend aus Ilmenit nebst Magnetit. Als Folge fortschreitender Umwandlung und damit zusammen-

hängender Druckwirkung verbreiten sich auf den Schieferungsflächen mannigfaltig verwachsene Muskovitaggregate, dagegen im Querbruche davon fast nichts zu sehen ist; sie haben sich gewiß auf Kosten des Andalusits und Plagioklas gebildet. Indem sich der Muskovit fortgesetzt anreichert, übergeht der im gedachten Kontakthofe herrschende Hornfels schließlich in einen gneisähnlichen Muskovit-Feldspathornfels. Sehr bemerkenswert und auffällig sind die dem herrschenden weißen glimmerfreien Hornfels parallel zur Foliation eingeschaltete, 1 bis 10 *mm* dicke Lagen von schwarzgrüner prismatischer, blättriger und faseriger Hornblende im innigen feinkörnigen Gemenge mit farblosem Feldspat.

ad 2. Der dunkelbraunviolette Biotit-Feldspathornfels erscheint als ein überaus feinkörniges Plagioklas-Quarzgemenge, sehr reich mit schwarzbraunem Meroxen und gelbbraun durchsichtigem Phlogopit verwachsen, es sind durchwegs kleinste Schüppchen von unvollständiger, beziehungsweise skelettartiger Ausbildung, wie in Hornfelsen Regel.

ad 3. Der olivengrüne bis berggrüne Biotithornfels besteht zumeist aus viel Feldspat, wenig Quarz, mehr oder weniger mit Biotit in Blättchen durchwachsen, akzessorisch ist schwarzgrüner Amphibol wohl meist in Form von Skeletten. Es treten darin helle Schieferlamellen auf, worin die farbigen Gemengteile ganz ausfallen. Infolge Verwitterung werden Biotit und Hornblende zu Chlorit umgesetzt, gleichzeitig scheidet sich eine Menge Ilmenit aus, der in Form schwarzbrauner Flecken und Warzen die Strukturflächen überzieht, außerdem bilden kolumbiurote Granate neben Magnetit spärliche Uebergemengteile. Der berggrüne Biotithornfels wechsellagert mit dem braunvioletten in Form paraller Streifen oder regellosen Striemen. Obige drei Hornfelsarten sind miteinander durch alle möglichen Uebergänge verknüpft und man sieht an den Steinbruchswänden wie rasch diese Gesteinsabänderungen miteinander abwechseln und wie groß ihre Mannigfaltigkeit ist. —

Andalusitbiotithornfels.

Von der oben sub 1. angeführten, weitaus vorherrschenden hellweißgrauen Felsart enthüllt das P. M. im Dünnschliff reihenförmig angeordnete Andalusite, welche im Bilde weitaus vorwalten, und von grünbraunen Biotitschnüren umflochten werden, dazwischen flach ausgewalzte feinkörnige Quarz-Feldspataggregate hindurchziehen. Die ausgezeichnet parallele Anordnung dieser Komponenten läßt die vollkommene Schieferstruktur scharf markiert hervortreten, womit die Quetschung des Gesteins senkrecht zur Schieferung Hand in Hand geht; gleichzeitig finden wir, daß überall im Gestein, insbesondere in den Andalusitaggregaten der Hornfelsverband zur Geltung kommt. Als akzessorische Gemengteile sind zu nennen: Große Muskovitlamellen im Gestein einzeln zerstreut, sie zeigen schönen Zonenbau und hohe Doppelbrechung, daher die auffallend lebhaften Interferenzfarben. Erze fehlen dem Gestein gänzlich. —

Der Andalusit zeigt zum Teil quadratische, zum Teil rundliche Querschnitte sowie linsenförmige Anschwellungen, seine Körner sind von Biotit umsäumt, gewöhnlich ist er so massenhaft mit kohliger Substanz erfüllt, daß er schwärzlich pigmentiert und dann nähere optische Bestimmungen daran unausführbar sind. Dessenungeachtet kann man an vielen Schnitten die gute Spaltbarkeit nach (110) gut erkennen, welche dicht gedrängte Längsrisse, in Querschnitten rechtwinklig sich kreuzende Risse liefert; sehr charakteristisch für unseren Andalusit ist die siebartige Durchlochung mit einer Unmasse kleinster Quarzkörnchen und Kriställchen. Interessant ist die Tatsache, daß man in solch schwärzlich pigmentierten Andalusit in zentraler Lage einen einzigen größeren Quarzkristall der Form $\infty P \,.\, R \,.\, -R$, seltener mehrere solcher erblickt, die merkwürdigerweise vollständig einschlußfrei und farblos sind.

Das lagenweise zwischengeklemmte Quarzfeldspataggregat besteht zumeist aus Quarz, daran reiht sich der Menge nach Orthoklas und diesem das Gleichgewicht haltend Plagioklas, mit teils sehr dünnen linienartigen, teils breiten Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, was auf verschiedene Mischungsglieder der Kalknatronfeldspate schließen läßt. —

Andalusitführender Biotit-Feldspathornfels.

Bei Durchsicht des Dünnschliffs u. d. P. M. des oben sub 2 angeführten braunvioletten Hornfelses fällt uns sofort die große Menge Biotit auf, die in riemenförmiger, mehr oder weniger gewundener und verflochtener Anordnung zwischen den übrigen Komponenten von fast durchwegs geringer Licht- und Doppelbrechung hindurchzieht. Diese letzteren stellen ein überaus feinkörniges Gemenge von herrschendem Orthoklas und Plagioklas mit Quarz in auf und ab schwankender Menge; akzessorisch sind in einzelnen Teilen des Dünnschliffes zusammengescharte, von Graphit erfüllte Andalusite, die sich meist in der Nähe des Biotits finden; Erze sind selten oder fehlen gänzlich; farbloser Titanit in wenigen Individuen von zum Teil spitzrhombischem Querschnitt erscheint im Schliff einzeln zerstreut. —

Die Feldspate gehören teils zum Orthoklas mit perthitischen Verwachsungen, teils ohne solche; der Plagioklas ist teils aus überaus feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz aufgebaut, zumeist aber bloß Zwillingshälftlinge. Sehr häufig sind Quarzeinschlüsse im Feldspat, womit derselbe mitunter siebartig durchlocht erscheint, es sind entweder unregelmäßige Körner oder Kristalle der komb. Form $\infty P \,.\, R \,.\, -R$; die feinen Zwillingslamellen lassen auf den sauren Charakter der Plagioklasmischung schließen.

Der Biotit erteilt der frischen Felsart ihre braunviolette Farbe und besitzt die für Hornfelse charakteristische rudimentäre und skelettartige Ausbildung seiner Formen: es sind kleinste, überaus feinfaserige, zum Teil strukturlose Blättchen und Leisten, gewöhnlich parallel zur Schieferungsebene, riemenförmig ausgezogen, kein Zonenbau, dagegen tiefe Eigenfarbe braungrün, seltener braun, daher nur

wenig charakteristische und seltene Interferenzfarben; der Pleochroismus ist *a* braungelb, *b* und *c* tiefbraun bis schwarz. Dieser schlecht entwickelte Biotit ist parallel zur Schieferung verteilt, dergestalt, daß die Schieferlamellen dadurch in deutlicher Weise markiert erscheinen. Alle übrigen Komponenten sind ebenfalls kleinkörnig ausgebildet, stoßen meistens stumpf aneinander, wodurch typische Hornfelsstruktur zum Ausdruck kommt, weniger häufig ist ein verzahnter Eingriff der Körner. Auch ist das gegenseitige Umschließen der Hauptgemengteile für den Hornfelscharakter entscheidend. —

Durch Verwitterung geht der Biotit in faserigen Chlorit über, welcher nach seinem optischen Verhalten zum Klinochlor zu rechnen ist, wie ich mich an den Dünnschliffen der beiden Felsarten, sub 2 und 3 überzeugt habe. Indem solche Chloritisierung in dem frischen Gestein nach Striemen sowie in regellosen Zonen vor sich geht, bis schließlich ganze Schichten davon ergriffen werden und dann daraus der sub 3 angeführte berggrüne chloritisierte Feldspathornfels hervorgeht. —

Es ist nicht im Rahmen dieser Arbeit gelegen, die mannigfaltigen Gesteinsarten des gewaltigen Dioritgabbroganges einer erschöpfenden Untersuchung zu unterziehen, dies soll für später aufgespart bleiben; hier wurden oben nur die wichtigsten und die bisher unbekannten Gesteinstypen hervorgehoben, in eingehender Weise untersucht und besprochen, worauf man sich beschränkt, weil der Schwerpunkt vorliegender Arbeit in der unten folgenden genauen Untersuchung und Besprechung der überaus mannigfaltigen Pyroxenite und Peridotite liegt.

Das Schieferdach, welches der gewaltige lakkolithische Dioritgabbrogang aufgehoben hat, erscheint wohl an den beiden Flügeln im hohen Maße unsymmetrisch, dessenungeachtet ist es beiderseits fast mit denselben Gebirgsgliedern entwickelt und besteht aus mannigfaltigen, in den obigen Profilen angeführten kontaktmetamorphisch weitgehend veränderten Sedimenten, die sich als eine über den Eruptivmassen aufgestülpte Kappe darstellen, davon die Scheitelkalotte seither durch die Erosion weitgehend abgetragen wurde. Während der Intrusion der gedachten Massengesteine sind nicht allein die mannigfaltigen Schiefer und Gesteine der Sedimentkappe kontaktmetamorphisch beeinflußt und aufgehoben worden, sondern es bahnten sich auch die ultrabasischen Spaltungsprodukte des Restmagmas ihren Weg teils auf den Schichtfugen der umschließenden Sedimente, oder erstere durchbohrten letztere auf Schlotten diatrematisch, indem die magmatischen Gase die Schichtgesteine durchschlugen, wodurch die Wege geschaffen wurden, auf denen das Magma sofort empordrang.

Neben den Deckenergüssen auf dem Gebirgssattel und der angrenzenden Mulde zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein erfolgte gleichzeitig in der Nachbarschaft die Intrusion des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen, welcher zuletzt langsam erstarrte, wobei sich in den zentralen Gangteilen die sauren Glieder, in den Randteilen und gegen die Saalbänder hin, mannig-

faltige Gabbroamphibolite als basischen Gliedern, dieser merkwürdigen Massengesteinsreihe ausgeschieden haben. Nachdem solcherart die gedachte großartige Hauptspalte geschlossen war, hatte das Magma in der Tiefe nur noch den nötigen Druck, um die ultrabasischen Gesteine, und zwar die Peridotite und Pyroxenite in der Richtung des geringsten Widerstandes nach der Erdoberfläche zu fördern.

Die Ursachen für die Eruption sowie für die Metamorphose unserer Diorit- und Gabbrogesteine sind in dem Auftreten und der Fortdauer der tektonischen Störungen des Gebietes zu suchen, womit die Gebirgsbildung, das heißt die Erhebung des Glatzer und Spieglitzer Schneegebirges sowie des Reichensteiner- und Bielengebirges im ursächlichen Zusammenhange stehen. Die große Spaltentektonik und die Intrusion unserer Gangmassen stehen in einem innigen ursächlichen Kausalzusammenhange; dieselben verhalten sich gegeneinander wie Ursache und Wirkung; sie bedingten sich gegenseitig und sind fast gleichzeitiger Entstehung derart, daß Spaltenbildung und Intrusion unmittelbar aufeinander folgten. Die Massenbewegungen bei der Gebirgsentstehung äußerten sich in der Quetschung der Diorit- und Gabbrogesteine, woraus sich je nach der Nachgiebigkeit gegen diese tangentialen Druckkräfte und dem Alter ihres Ausbruches proportional, ein mehr oder weniger hoher Grad von Parallelstruktur und Schiefrigkeit der verschiedenen Gesteinstypen ergeben hat, was schließlich zur Gneisstruktur führte, und zwar sind die Hornblendebiotit-Dioritgneise des Altstadt-Goldensteiner Graphitgebietes sowie die randlichen Hornblendedioritgneise des Ganglakkolithen am vollkommensten mit der gedachten gneisartigen Parallelstruktur ausgestattet, dagegen die zentralen Hornblendebiotitdiorite des in Rede stehenden Ganglakkolithen ihre granitisch-grobkörnige und dickbankige Struktur noch am besten bewahrt haben, weil sie während ihrer Intrusion den gebirgsbildenden Druckkräften weniger intensiv sowie auch zeitlich im geringeren Maße getroffen wurden. —

Ueberblicken wir an der Hand der beigegebenen geologischen Karte (Tafel I) das dargestellte Gesamtgebiet, so erscheint uns der gewaltige Dioritgabbrogang als eine merkwürdige geologische Einheit, welche samt ihrer beiderseitigen unsymmetrischen Schieferhülle eingeklemmt ist einerseits zwischen die große Granitgneiskuppel der Kepernik-Hochschargruppe im Ost, des Friedeberger Granitstockwerkes im Nord, sowie anderseits die Gneismasse des Bielengebirges und schließlich den Granitgneisfächer des Spieglitzer Schneegebirges im West, welcher bis in den Baudenwald fortsetzt und darüber hinaus im Kreidegolf von Schildberg bespült wurde. Wir befinden uns also in einer mannigfaltigen petrographischen Provinz, worin die weitaus vorherrschenden sauren Granitgneise, über die dagegen stark zurücktretenden intermediären Diorite und Dioritgneise, als auch die basischen Gabbroamphibolite bis zu den ultrabasischen Pyroxeniten und Peridotiten reichen, welch letztere sporadische Stockgesteine an kein bestimmtes Niveau gebunden sind. In der Gefolgschaft der Keperniker Granitgneismassen befinden sich gigantische Stockgesteine,

und zwar Stockpegmatite und Stockaplite sowie die Alkaligranititaplite von Neudorf, daran schließt sich die eigentliche Ganggefolgschaft, bestehend aus schwachen Gangpegmatiten und Gangapliten sowie schwachen Gängen von Minettefels.

Dieser letztere erscheint als Rest unseres dioritisch-gabbroiden Magmas und stellt sich insofern als ein wertvolles Glied in der Reihe der Altersfeststellungen dar, als er unterdevonischen Phyllit durchbricht, also jünger als Devon ist, demzufolge wohl auch den übrigen Eruptivgesteinen ein postdevonisches Alter zukommt. Wir wissen übrigens, daß unsere Gneiskuppeln am Ende der Kulmperiode aufgepreßt worden sind[1]).

Die Tatsache, daß die sauren Glieder unserer eruptiven Gesteinsreihe in gigantischen Kuppeln oder im weitgespannten Fächer auftreten, dagegen die intermediären und basischen Massen nur als relativ viel kleinere lakkolithische Gänge oder Massive (Zöptau) und die ultrabasischen als kleine Stöcke erscheinen, läßt sich auf eine intratellurische Differentiation des Magmas zurückführen, dabei dasselbe der Schwerkraft folgend sich nach dem spezifischen Gewichte sonderte, deshalb zuerst die oben liegenden, weil leichteren sauren Massen zur Förderung gelangten, dagegen die schweren basischen Bestandteile aus größerer Tiefe bloß in Form weit weniger umfangreicher Batholithe oder Gänge die Erdoberfläche erreichten, die ultrabasischen Gesteine sich gar nur als untergeordnete Ausläufer des tiefsten Magmaherdes darstellen. —

Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes, bzw. des Ganglakkolithen und seines Schiefermantels.

(Hierzu die geologische Karte Tafel I.)

Nachdem wir die Petrographie und Stratigraphie im wesentlichen und an einer Reihe ganz neuer für Mähren bisher unbekannter Gesteinstypen eingehend erörtert haben, gelangen wir nunmehr zur näheren Untersuchung und Schilderung der denkwürdigen Tektonik unseres Dioritgabbroganges an der Hand der beiliegenden geologischen Karte.

Der große Dioritgabbrogang im Spieglitzer Schnee- und dem Bielengebirge beginnt im SSW an der Marchtal-Buschiner Bruchlinie und endigt im NW vor Weißbach nächst Jauernig, wo er an dem großen sudetischen Randbruch abgeschnitten wird; derselbe hat eine Gesamtlänge von 54·6 *km* und eine schwankende Breite von 1·2 bis 1·4 *km* an den schmalen und 2·3 bis 2·5 *km*, an den breiten Stellen, 2·7 bis 3·0 *km* im Maximum; durchschnittlich 2·2 *km* soweit derselbe unversehrt geblieben und nicht an dem sudetischen Randbruche abgesunken ist. Der nicht abgesunkene Teil hat daselbst nur eine stehengebliebene Breite von 0·5 *km* an der schmalsten und 1·5 *km* an der breitesten Stelle.

Die geologische Erscheinungsform dieses gewaltigen Ganges von Diorit und Gabbro macht in dem Teile, welcher an dem Buschiner

[1]) „Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 172—173.

Bruch einsetzt, längs des Marchtals, westlich der Graupa, am Kunzenbach und längs des Schlippentales fortsetzt, den Eindruck, als sei eine sudetische Querspalte mit erzgebirgischen Streichen nach 1 h 3½ gd bis 2 h 10 gd mit dem dioritisch-gabbroiden Magma aufgepreßt worden; die Länge dieses Gangstückes beträgt 39·6 *km*. Von Niesnersberg und Gurschdorf anfangend bis Jauernig und Weißbach weitere 15·0 *km* Länge aber folgt der gedachte Dioritgabbrogang einer sudetischen Längsspalte mit dem hercynischen Streichen 21 h 13 gd. Der zentral ausgeschiedene quarzarme Hornblendebiotit- Diorit reicht jedoch nur bis an den Krebsbach vor Jauernig, das äußerste nordwestliche Ausstreichen gegen Weißbach hin, wird aber durch basische Ausscheidungen, und zwar mannigfaltige Feldspat-Amphibolite gebildet[1]. —

Das erstangeführte Gangstreichen liegt nahezu parallel der Längsachse des Spieglitzer Schneegebirges (Koppenzug) 2 h 0 gd, dagegen das letzgenannte Streichen parallel zur Längsachse des Altvater—Kepernik—Fichtlich-Haidenzuges = 21 h 6 gd gerichtet erscheint. Es ist wohl zweifellos daß die Bildung dieser nach erzgebirgischem und hercynischem Streichen kniefömig gebogenen großen tektonischen Gangspalte mit der Gebirgsfaltung im ursächlichen Zusammenhange steht. Später ist dann ein Teil der großen Gangbreite in dem Gangabschnitte Gurschdorf-Jauernig durch den großen sudetischen Randbruch (der dort zum Gangstreichen fast parallel nach 21 h 13 gd läuft) abgeschnitten worden und in die Tiefe der Neisseniederung abgesunken, und zwar erfolgte diese Absenkung staffelförmig.

Wie man sieht, läuft die gedachte gewaltige Längsstörung nahezu parallel zum hercynischen Streichen, welche sich als eine normale Verwerfung darstellt, mehr oder weniger mit der generellen Streichrichtung der daselbst angrenzenden Gebirgsglieder zusammenfällt und eine Senkung am Hangenden der Verwerfungskluft zur Folge hatte, mit der Wirkung, daß die kristallinen Gesteine vor der Verwerfung, hinter derselben gänzlich unterdrückt werden und sich dort an ihrer Statt die Neisseebene ausbreitet.

Die Verhältnisse der Dislokation von Buschin und der Marchtalspalte hat Verf. zuerst in ihrem Zusammenhange erkannt und darauf hingewiesen[2]. Erst viel später befaßte sich auch G. v. Bukowski mit der Marchtalspalte und hat einige neue Details hinzugefügt[3]), jedoch das Prinzip dieser großartigen Verwerfung hat Verf. bereits in ausführlicher Art und Weise festgelegt sowie den Kern der Sache nach erläutert, ohne daß G. v. Bukowski auf meine Ausführungen

---

[1]) Diese letzteren sind in der geol. Karte Taf. I in dem nördlichen Anteile, und zwar von der Abzisse 17½ *km* an nicht ausgeschieden, weil dem Verf. nicht die Zeit übrig blieb, auch dort die Detailaufnahme zu besorgen, im anderen Falle sich sonst die vorliegende Publikation noch weiter verzögert hätte.

[2]) Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, 52. Bd., pag. 385.

[3]) Nachträge zu den Erläuterungen des Kartenblattes Mähr.-Neustadt und Schönberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 648.

zurückgekommen wäre. — Auch F. E. Suess hat in seiner neuesten Publikation[1]) bezüglich der Marchtalspalte bloß die Arbeiten G. v. Bukowskis berücksichtigt, dagegen die viel früheren prinzipiellen Ausführungen des Verf. übergangen.

Unterziehen wir nunmehr auch die Störungslinie von Buschin einer näheren Betrachtung, so findet man daß diese normal oder nahezu senkrecht auf das allgemeine Streichen (2 h) diesseits der Verwerfung, das ist genau nach 21 h 6 gd verläuft, also fast parallel zum hercynischen Streichen gerichtet ist, somit auch nahezu parallel zum sudetischen Randbruch, den wir oben näher beleuchtet haben. Im Marchtal selbst wendet sich diese großartige Querverwerfung in die Richtung 10 h 0 gd, was noch weiter unten zur Erörterung gelangen wird. —

Betreten wir nun das Terrain hinter diesem Querbruch, so finden wir in der Gegend von Buschin im Nord und Schwillbogen im Süd unsere dioritisch-gabbroiden Massengesteine wieder und staunen darüber, daß sie hier zu einem lakkolithischen Massiv von 6·3 *km* Breite entwickelt sind; das jedoch in seiner weiteren nordwestlichen Erstreckung, bei Schildberg auf 3·3 *km* Breite abbricht; dasselbe beginnt im Marchtale, ist direkt an die Sprungkluft angelagert und verbreitet sich von da in der Richtung auf den Hambalek, Schildberg-Jedl, bis in die Gegend von Weipersdorf-Rotwasser. Es wird insbesondere von dem Quertal der Friesa durchbrochen und vorzüglich aufgeschlossen; das allgemeine Streichen der Dioritbänke und der eingeschalteten Amphibolite ist jedoch bereits ein wesentlich geändertes, und zwar 19 h 6 gd, das Einfallen 13 h 6 gd unter flachen Winkeln. Wir haben es also hier mit einer anderen Gebirgsscholle zu tun, worin der Tangentialschub aus erzgebirgischer Richtung von SW nach NO zur Wirksamkeit kam, beziehungsweise über die hercynischen Druckkräfte der Richtung von SO—NW das Uebergewicht erlangte, welch letztere in der Gebirgsscholle jenseits des Buschiner Querbruches erfolgreich tätig waren.

Die diesseits des Buschiner Querbruches im March- und Graupatal entwickelte sedimentäre Schieferserie besteht, wie wir oben an zahlreichen Profilen und durch eingehende Untersuchungen nachgewiesen haben, aus mannigfaltigen Hornfelsen, Sedimentgneisen, Glimmerschiefern und Tonschiefern, welche in ihrer Gesamtheit zweifellos einen überaus instruktiven, an unseren lakkolithischen Dioritgabbrogang geknüpften inneren und äußeren Kontakthof vorstellen, der sich an den beiderseitigen Saalbändern entwickelte und von den hochkristallinen Hornfelsen allmählig bis zu unberührtem Tonschiefer abklingt. Allerdings ist die westliche Flanke dieser Schieferumwallung gegenüber der weitverbreiteten Ostflanke nur schwach und stiefmütterlich bedacht, sie ist aber dessenungeachtet sehr charakteristisch entwickelt. —

Einem ähnlichen Kontakthof begegnen wir jenseits des Buschiner Sprunges, und zwar wurden auch hier unter dem

[1]) „Die moravischen Fenster". Separatabdruck. a. d. 88. Bd. der Denkschr. d. naturwiss. Klasse d. k. Akademie d. Wiss. Wien 1912, pag. 609.

Einflusse des dioritisch-gabbroiden Kernes die sandig-grauwackige Schieferhülle in mannigfaltige Biotithornfelse, Biotitschiefer, biotitreiche glimmerige Quarzite und echte Biotitquarzite umgewandelt. Dieser Kontakthof ist zwischen Schwillbogen und Zotküttl nördlich Hohenstadt bis zum Zohseetal entwickelt, wo er allmählig in die Phyllite beiderseits des Buseletales übergeht und demzufolge eine Breite von 6 *km* besitzt [1]). Zunächst am Dioritkern lagern Hornfelse, die hier besonders mächtig sind, denen in der Linie Watzelsdorf—Johannesthal Biotitschiefer nachfolgen, letztere übergehen lokal in Biotitquarzite, jedoch fehlen auch dort Hornfelse keinesfalls. Es ist speziell in dieser Zone ein solch häufiger Wechsel der gedachten Gesteinsarten auf Schritt und Tritt wahrnehmbar, welche alle durch Uebergänge verknüpft sind, so daß sich die einzelnen Typen räumlich gar nicht festhalten und kartieren lassen, was bekanntlich bei Kontaktgesteinen fast Regel ist, davon auch die überaus widerspruchsvolle Auffassung, wie sie in den verschiedenen geologischen Karten zum Ausdruck kommt, herrührt; daher auch in unserer Karte die Darstellung nur schematisch ist. Das allgemeine Streichen der gedachten Sedimente ist nach 6 h und 18 h gestreckt, das Einfallen ist in steil aufgerichteten Undulationen bald gegen S, bald gegen N geneigt. Wir ersehen aus solchem tektonischem Verhalten im Entgegenhalte zu unserem Eruptivgange, daß die Spalte auf dem das dioritisch-gabbroide Magma emporgepreßt wurde, die sedimentogene Schieferserie unter einem ∢ von 30⁰ schräg durchsetzte, demzufolge die Auflagerungsfläche auf dem Dioritkern eine diskordante geworden war.

Jedenfalls bildete der in Rede stehende breite Dioritgabbrogang unseres Gebietes in präkulmischer Zeit, das heißt vor Entstehung der Buschiner Verwerfung ein einheitliches zusammenhängendes Ganzes, er besaß jedoch von Vornherein genau wie im NO bei Gurschdorf nächst Friedeberg eine knieförmige Umbiegung, welche sich dem hercynischen Streichen 21 h 13 gd anzupassen strebte, dem diesfälligen Faltungsdruck entsprechend.

Bleiben wir im NNO in der Nähe von Friedeberg, so finden wir, daß die erzgebirgisch und hercynisch gestreckten Teile der Dioritgabbromasse sowohl, als auch ihre beiderseitige Schieferhülle, wohl knieförmig gebogen, aber noch vollständig beisammen sind und ein unteilbares Ganzes bilden; sie sind jedoch nur insofern nicht im Vollbesitze ihrer Gebirgsglieder, als der sudetische Randbruch ein namhaftes Gangtrumm am Hangenden derselben abgeschert hat. Im SSO grenzen jedoch infolge der Buschiner Querverwerfung eine erzgebirgisch orientierte Gebirgsscholle an eine solche mit hercynischer Orientierung, welche bereits dem hercynischen Gebirgssystem angehört und die während der Gebirgsfaltung den hercynischen Druckkräften unterlag, ein Fall, der sich auf dem mitteldevonischen Diabas- und Schalsteinzuge Sternberg—Bennisch häufig wiederholt, wo ich die Gelegenheit hatte, derartige tektonische

---

[1]) Siehe die geol. Karte des Gebietes vom Verf. Taf. XV. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. LII.

Verhältnisse hercynischer und erzgebirgischer Gebirgsschollen an Bergbauaufschlüssen genau zu studieren. Was dort im kleinen geschah, können wir hier an großartigen Massen feststellen; allerdings an kleinen übersichtlichen Beispielen läßt sich solch komplizierter Bau leichter enträtseln, als dies an den hier in Frage kommenden gigantischen Felskörpern der Fall ist; das Prinzip ist jedoch dasselbe und die Lösung des Phänomens wohl unanfechtbar richtig.

Durch die Buschiner große Verwerfung sind außerdem Abscherungen und Schleppungen sowie hercynische Streichens-Aenderungen bewirkt worden. Bei Leschen, Witteschau und Raabe tritt am Ostgehänge des weiten Marchtales auf 3·6 *km* Länge ein Zug von grauem und graublauem kristallinem Kalkstein zutage, dessen Einfallen im Großen unter ∢ 60° gegen W erfolgt, mit Knickungen, Faltungen und Zertrümmerungszonen in den Einzelheiten; das Streichen erscheint nach 22 h 3 dg orientiert. Es ist die verschobene Fortsetzung der an der Buschiner Störung plötzlich endigenden Kalkzüge von Eisenberg. Vermutlich wurde auch ein Teil der an den verschobenen Kalkzug mit hercynischem Streichen und SW-Fallen angrenzenden Chloritgneise mitgeschleppt.

Es erhellt aus den obigen Ausführungen, daß die Störungslinie von Buschin eine Querverwerfung ist mit hercynischem Streichen (NW—SO) und Einfallen gegen SW, dadurch die Schichten und Bänke an der Hangendseite des Verwerfers, der Fallrichtung entgegen nach rückwärts bewegt worden sind, und zwar mit Rücksicht auf die Schleppungen der Devonkalke bis in die Gegend von Witteschau auf 10 *km* Entfernung. Wir können für diese gewaltige Verwerfung ein postdevonisches Alter substitutieren, denn von ihr sind bloß die Chloritgneisformation (Algonkium?), die Glimmerschieferformation im Dache der Kepernikgneismassiv (Silur?) und die unterdevonischen Ablagerungen, beziehungsweise der kontaktmetamorphen Schieferhülle von Hohenstadt betroffen worden, in deren Gefolge hinter dem Sprunge also westlich der March die Chloritgneise gänzlich fehlen, jedenfalls scheinen sie dort durch ihre Absenkung in die Tiefe unterdrückt worden zu sein.

Nach Ablagerung der oberdevonischen und kulmischen Grauwacken im mittleren Marchtal erfolgt daselbst eine zweite Querverwerfung, welche Verf. bereits früher beschrieben hat, deren Schauplatz das Marchtal in dem Raume zwischen Klein-Heilendorf in NW und Rzimnitz im SO gewesen war, ihre Streichrichtung ist $22^1/_2$ h, also ungefähr der Resultante aus erzgebirgischem und hercynischem Faltungsdruck entsprechend. Es ist bekanntlich keine Seltenheit, daß sich Gebirgsbewegungen auf denselben Spalten wiederholen und erweitern[1]). Auch der in Rede stehende Sprung hatte ein Absinken der Schichten und Bänke am Hangenden der Verwerfungsspalte zur Folge, mit dem Effekt, daß die Schichten und Bänke der Fallrichtung entgegen nach rückwärts bewegt wurden, also entgegengesetzt der Verschiebung durch den Buschiner

[1]) Franz Kretschmer, „Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens“. l. c. pag. 385.

Bruch. Dafür haben wir vollgültige Beweise in den nach 2 h gerichteten Umstülpungen der Bänke der eruptiven Dioritgabbromassen bei Klein-Heilendorf, wo die Diorite und sogen. Perlgneise sowie damit verknüpfte Amphibolite in erzgebirgisches Streichen umbiegen; anderweitige Zeugen sehen wir in den Schleppungen der Amphibolite und Gneisglimmerschiefer am Hambalekberge. Die Größe dieser postkulmischen Querverwerfung beträgt ungefähr 7 *km*, um welchen Betrag die Kulmgrauwacken östlich der March des Dobrauwaldes (südwestlich Mähr.-Neustadt) abgeschnitten und bis an die Straße Müglitz-Kaltenlutsch verworfen wurden.

Aus den geschilderten tektonischen Gründen muß es wohl als ein Nonsens erscheinen, wenn sowohl die alte, als auch die neue geologische Spezialkarte Kulm auf den Brabletzbergen dicht nördlich der March verzeichnet. Es lagern dort, wie ich mich bei wiederholten Begehungen und Untersuchungen überzeugt habe, echte Devongesteine, jedoch von etwas abweichendem sandsteinähnlichem Habitus; sie gehören jedoch dessenungeachtet fraglos zum Unterdevon in seiner quarzitischen Ausbildung, hier speziell mit kalkigem Bindemittel und Uebergängen in dunkelblaugraue Kalksteine [1]).

Schließlich haben wir noch in unserem Gebiet eine dritte große Störungslinie hervorzuheben, denn das auffallend breite Teßtal entspricht ebenfalls einer tektonischen Linie, das heißt jener breiten Bruchspalte, welche zwischen dem Granitgneismassiv der Kepernikgruppe im West und dem Zöptauer Dioritgabbromassiv im Ost zweifellos besteht, aber dort durch Löß verhüllt erscheint. Das Teßtal ist demzufolge ein echtes tektonisches Tal, dessen Trasse durch die gedachte Bruchspalte vorgezeichnet war und dessen nordöstliche Fortsetzung bei der Kolonie Engelsthal endigt.

Auf den oben geschilderten großen Störungslinien sind später die jüngeren Biotitgranite unseres Ganggebietes emporgekommen, und zwar sind auf dem sudetischen Randsprunge die Massen des Friedeberger Granits aufgebrochen, so wie in ähnlicher Weise die Blaudaer und Hermesdorfer Granite gleichen Alters, nächst dem Marchtalsprunge und der Teßtalspalte, beziehungsweise deren Zerrüttungszone zutage traten. Die Verlängerung der Teßtalspalte gegen NO trifft auf die Granite von Thomasdorf und Freiwaldau und kreuzt hier den sudetischen Randsprung. Die Abhängigkeit dieser Granitaufbrüche von den gedachten Bruchlinien ist sinnfällig.

Substituiert man für die gedachten Granitdurchbrüche ein oberkarbonisches Alter, so müssen wir bezüglich der großen Bruchlinien beziehungsweise die beiden Sprünge auf ein kulmisches Alter zurückschließen, zu welcher Zeit jene Massenbewegungen im Gefolge der hercynischen und erzgebirgischen Faltung auftraten. Auf einen Teil der großen Teßtalspalte treten auch die Schwefelthermen von Groß-Ullersdorf zutage. —

---

[1]) F. Kretschmer, Die Eisenlagerstätten des mährischen Devons. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, 49. Bd., pag. 33.

Verfolgen wir die kontaktmetamorphe Schieferumwallung am Liegendsaalbande unseres dioritisch-gabbroiden Ganges aus dem Marchtale zwischen Eisenberg und Hannsdorf weiter gegen NNO, so ist zu konstatieren, daß die relativ schmale Zone auffällig an Verbreitung zunimmt, insbesondere zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein, ferner in der Gebirgsrinne des Mittelbord- und Schwarzbaches, des Ramsauer Sattels, bei Oberlindewiese bis gegen Setzdorf, von dort nimmt ihre Breite wieder stetig ab, in der Richtung auf Niesnerberg und Sorge, um endlich bei Siebenhuben durch den sudetischen Randbruch abgeschnitten zu werden. Untergeordnete Einfaltungen davon in die Dioritgabbromasse selbst finden sich noch bei Jauernig. —

Die äußeren Teile dieses Mantels bestehen aus wenig verändertem Tonschiefer und tonschieferähnlichen, meist dunklen Phylliten, insbesondere aber dunkelblaugrauen kristallinen Kalksteinen in Gestalt großer Lagerzüge, nebst untergeordneten Quarzschiefern in Form kurzer Lager, dem Phyllit eingeschaltet.

Die inneren Teile dagegen zeigen eine mit der Annäherung an die Dioritgabbromassen zunehmende intensive Kontaktmetamorphose, welche mit Ausschluß von Knotenschiefern zur Ausbildung von Glimmerschiefern, Schiefergneisen und mannigfaltigen dichten Hornfelsen führt; sie haben ihre größte Verbreitung auf dem Hochlande von Ebersdorf, am Weigelsberge, dem Hofberge, insbesondere aber auf dem Sattel und angrenzenden Mulde mit den Graphitflözen nördlich Mähr.-Altstadt und Goldenstein. —

Bezüglich dieses Teiles unseres Schiefermantels sei bemerkt, daß die Schiefer an manchen Orten von zahlreichen Einschaltungen schwacher Amphibolitlager völlig durchschwärmt erscheinen, welche wiederum an anderen Punkten fast gänzlich fehlen; es wurde daher von ihrer Ausscheidung in beiliegender Karte abgesehen.

Für die äußere, durch lange und mächtige Kalksteinzüge ausgezeichnete Gesteinszone hat der Verfasser bereits früher ein unterdevonisches Alter abgeleitet und durch die nötigen Beweise gestützt[1]); und in der Tat entsprechen diese Kalke in ihrer petrographischen Ausbildung allem, was wir von den Kalken des urbildlichen Devons Mährens und des angrenzenden Schlesiens wissen; auch Prof. Franz E. Suess hat sich für das devonische Alter dieser Gesteinszone ausgesprochen[2]). Dieselbe wird im Marchtale von Chloritgneis, durch seine planparallele Schichtung ausgezeichnet, unterteuft; im Mittelbord- und Schwarzbachtale sowie am Ramsauer Joch lagert sie auf Glimmerschiefer (zum Teil Staurolith- und Andalusitschiefer) im Dache des Kepernikgneismassivs und wird ebenfalls davon unterfahren. —

Dieser äußere halbkristalline Devonkomplex ist deutlich unterschieden von der westlich angrenzenden hochkristallinen Gesteinszone des inneren Kontakthofes,

---

[1]) L. c. pag. 38 und 39.

[2]) „Moravische Fenster", l. c. pag. 68.

weil hier eine Ueberschiebung durchgeht, deren Einzelheiten der Verfasser mit der geologischen Karte Tafel I und dem Querprofil, pag. 23, in seiner Abhandlung „Die Graphitablagerung bei M.-Altstadt-Goldenstein“ bereits früher veröffentlicht hat. Verfasser hat diese Störung in der geologischen Karte als „Goldensteiner Ueberschiebung“ bezeichnet; dieselbe verliert sich jedoch gegen SW und ist speziell an den Gehängen des Marchtales trotz der diesfälligen Bemühungen nicht auffindbar; vielmehr sich in dem dortigen Raume überall ein ganz allmähliger Uebergang der Kontaktgesteine bemerkbar macht, demnach die Grenze zwischen unterdevonischem Phyllit und Glimmerschiefer dort unsicher erscheint und auf der Karte nur ungefähr eingezeichnet werden konnte.

Diese Ueberschiebung ist von postoberdevonischem Alter, sie ist älter als die oben geschilderten großen Querverwerfungen im Marchtal und bei Buschin, gleichwie am Sudetenrand zwischen Friedeberg und Jauernig, von welch letzterem erstere abgeschnitten wird. Auch Prof. Franz Suess hat sich mit der gedachten Ueberschiebung an der Ramsaulinie jüngst befaßt, dieselbe eingehend beschrieben und gezeichnet[1]); er hält sie zugleich für die Grenze zwischen „moldanubischer Scholle“ im West und „moravischer Scholle“ im Ost und überträgt die hypothetischen alpinen Decken der modernen Geologie auch auf das hercynische Gebirgssystem, dergestalt, daß wir die „moravischen Aufwölbungen als unvollkommen umrahmte Fenster unter der überschobenen moldanubischen Scholle“ aufzufassen hätten. Für solche weitgehende, mehr oder weniger hypothetische tektonische Bewegungen und die darangeknüpften Folgerungen liegen jedoch in dem sudetischen Gebirgssystem in Wirklichkeit viel zu wenig Anhaltspunkte vor; vorstehende Dinge lassen sich, wie ich oben gezeigt habe, richtig in anderer Weise erklären.

Der hier besprochene Teil der Sudeten ist gewiß nicht aus den von Prof. Suess konstruierten „Decken“ und „Fenstern“ zusammengesetzt, sondern, wie oben der Nachweis erbracht wurde, zweifellos ein echtes Schollengebirge.

Die vermeintliche „moldanubische Scholle“ in den Sudeten hat Verfasser, der tatsächlichen Tektonik entsprechend, als eine denkwürdige geologische Einheit den lakkolithischen Dioritgabbrogang nebst seinen satellitischen Begleitern zusammengefaßt, und gezeigt, daß der letztere auf seinem ganzen Zuge von einer Schieferhülle umrahmt wird, welche einer hochgradigen Kontaktmetamorphose unterworfen war, die in den Hornfelsmassen der inneren, an den Gang unmittelbar anlagernden Kontaktzone ihre größte Intensität erreicht hat. — Die große moldanubische Ueberschiebung schrumpft in Wirklichkeit auf eine lokale Ueberschiebung als Folge hercynischer Ueberfaltung aus NW einsetzender Druckkräfte, wodurch das ältere Unterdevon auf eine jüngere Abteilung derselben aufgeschoben wurde. Ein Doppeltliegen über größere Räume, dessen Nachweis für eine große Ueberschiebung allein maßgebend wäre, findet nicht statt und kann

[1]) „Moravische Fenster“, l. c. pag. 67—68.

daher von Prof. Suess nicht beigebracht werden. Auf meine Beobachtungen und Beweisführungen kann man überall sozusagen die Hand darauf legen, wie ich als Markscheider gewohnt war, der nichts zeichnen und schreiben darf, was er nicht tatsächlich beleuchtet und gesehen hat. — Aehnliche Ueberschiebungen hat Verfasser auch an anderen Formations- und Abteilungsgrenzen in diesem Teile der Sudeten feststellen können. Wie aus der geologischen Karte ersichtlich, schneidet die Goldensteiner Ueberschiebung am sudetischen Randbruch, speziell an der Straße Friedeberg-Lindenwiese ab und findet also NNW keine Fortsetzung, wie Prof. Suess gegenteilig meint (Moravische Fenster, pag. 608). Dortselbst hat keinesfalls eine Aufschiebung, sondern eine gewaltige Absenkung von Gebirgsmassen, und zwar am Hangenden des Verwerfers stattgefunden, es liegt ein staffelförmiger Zerrsprung vor, als solcher sich der sudetische Randbruch darstellt. Es ist deshalb völlig ausgeschlossen, daß der letztere eine Fortsetzung der Goldensteiner Ueberschiebung bilden könnte! —

Die innere, stark metamorphe Gesteinszone der Schieferumwallung, die an unserem Ganglakkolith gebunden auftritt, ist zweifellos vorwaltend aus sandig-grauwackigen, zum Teil aus Tonschiefern durch dioritisch-gabroide Kontaktmetamorphose hervorgegangen, sie steht infolge der Gleichartigkeit des Ursprungsmaterials und auch räumlich in sehr nahen Beziehungen mit dem äußeren Mantel im Hangenden. Die Annahme also, daß auch gedachte, höher kristalline Gesteine unseres Kontakthofes: die Hornfelse, Schiefergneise und Glimmerschiefer im Hangenden, dem Devon, und zwar einer unteren Abteilung des Unterdevons angehören, erscheint jedenfalls plausibler als die Annahme einer zweiten sedimentären Schieferreihe ähnlicher Zusammensetzung, jedoch anderen geologischen Alters. Die Ursprungsgesteine unseres inneren Kontakthofes repräsentieren demnach eine dem deutschen Unterdevon ähnliche Fazies in seiner sandig-grauwackigen und quarzitischen Ausbildung.

Ihre vollständige Entwicklung finden unsere kontaktmetamorphen Unterdevongebilde in der Altstadt-Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte, woselbst zu den Hornfelsen, Schiefergneisen, Gneisglimmerschiefern noch die oben untersuchten Diopsidkalksteine, beziehungsweise Ophikalzite nebst Graphitflözen hinzukommen, durchsetzt von wiederholten Aufbrüchen des dioritisch-gabbroiden Magmas in Gestalt von Dioritgneisen und Gabbroamphiboliten, beziehungsweise Granatamphiboliten.

Was für das Unterdevon in der Ramsaulinie und dem westlich angrenzenden Kontaktgebilde vor der Buschiner Querverwerfung gilt, muß folgerichtig auch für dieselben Gesteinshorizonte hinter derselben Geltung haben; auch sie gehören, wie der Verfasser schon früher nachgewiesen hat, zum Unterdevon [1]). Es wäre widersinnig, für den in Rede stehenden kontaktmetamorphen Gesteins-

[1]) L. c. „Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens“, pag. 385.

komplex jenseits der Buschiner Querverwerfung eine andere Formation substituieren zu wollen. Daß sie dort nach erfolgter Verwerfung und Absenkung in große Rindentiefen — welche oben Gegenstand eingehender Schilderung waren — andere Schicksale erlitten haben, insbesondere einer anderen Art der Gesteinsmetamorphose unterworfen waren, ist wohl leicht begreiflich. Während nordöstlich des Buschiner Sprunges der Muskovit in den Schiefergneisen und Glimmerschiefern fast alles überwuchert, wird derselbe südwestlich davon, allüberall durch massenhaften Biotit ersetzt, dagegen ist den beiden Gebirgsschollen die mächtige Hornfelsbildung gemeinsam. —

Der Verfasser hat schon früher die Vermutung ausgesprochen, daß das Unterdevon des nördlichen Mährens und angrenzenden Schlesiens über einen großen Teil des Altvatergebirges, der Kepernikgruppe sowie in der Gebirgsrinne des Ramsauer Joches ausgebreitet war [1]). Dasselbe erstreckte sich im Osten längs der Linie von Mähr.-Neustadt und Römerstadt über Engelsberg einerseits, bis an die tiefsten Quarzite in der Gegend der Besdiegker Horka über den Bradlwald anderseits, die ihre Fortsetzung am Seifenbach, nördlich D.-Liebau, am Hutberg bei Bladensdorf, Habichtberg, Haidstein, den Weißen- und Schwarzenstein und Fichtling, weiter am Kamm des Haidenzuges bis zum Hohenfall an der Oppa, ferner am Hohenberg bei Würbental, Rauhbeerstein und am Einsiedler Dürrenberg usw. finden und als urbildliches Unterdevon entwickelt sind. — Weiter westlich finden wir zunächst bloß abgetragene, eingeklemmte Muldenreste, bestehend aus den Phylliten mit Quarzit und Amphibolit des Großen und Kleinen Seeberges bis in den Dreigraben bei Wiesenberg; — noch weiter westlich stoßen wir auf die Phyllitmulde am Uhustein und den Stechplänen; — abermals weiter westlich kommen wir an die mächtig entwickelten Phyllite mit eingelagerten langen Kalksteinzügen in der Gebirgsrinne des Ramsauer Joches und den dazu führenden Quertälern.

Nach Maßgabe obiger Untersuchungen kann kein Zweifel darüber obwalten, daß die tiefste Abteilung des Unterdevons auch auf dem Hochland zwischen Goldenstein und Mähr.-Altstadt verbreitet ist und daselbst den hochkristallinen Charakter eines inneren Kontakthofes besitzt. Derselbe reicht im Streichen bis an die Verwerfung von Buschin im Südwest und an den sudetischen Randbruch im Nordost und erscheint teilweise auf die höhere Abteilung des Unterdevons aufgeschoben. Was für die Liegendphyllite gilt, muß folgerichtig auch für die allerdings weit geringer mächtigen, eingeklemmten Hangendphyllite Geltung haben, denn vor der Abtragung bildeten beide ein zusammenhängendes Ganzes. Der komplementäre Sattelflügel dieses kontaktmetamorphen Schiefermantels verbreitet sich längs des Ostfußes des Spieglitzer Schneegebirges und streicht bis in den Baudenwald; derselbe zeigt wohl nur eine beschränkte Entwicklung; zu oberst finden wir auch hier dunkle tonschieferähnliche Phyllite. Endlich erscheint im äußersten

---

[1]) Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein, l. c. pag. 39.

Westen in der Gablung des großen Schneeberges, zwischen dem Spieglitzer und Glatzer Schneegebirge das Unterdevon in einer schiefen überkippten Mulde zwischen zwei Gneismassiven eingeklemmt. --

Auch in dem Raume an der Zohsee und dem Friesatal bei Hohenstadt besitzt das Unterdevon, wie oben bewiesen wurde, eine weite Verbreitung, wo dasselbe in Berührung mit den Dioritgabbromassen, den hochkristallinen Charakter eines inneren Kontakthofes erworben hat, was ein Hindernis für seine richtige Erkennung bildete. Auch war dieses Unterdevongebiet mit dem ersteren, oben geschilderten einstmals zusammenhängend, bis es später durch den Buschiner und Marchtalbruch abgetrennt wurde. Wir sehen nach allem daraus, welche ansehnliche Verbreitung das Unterdevon in unserem Teile der Sudeten hat.

Polemischer und ergänzender Anhang.

Der vom Verfasser bereits früher geführte Nachweis unterdevonischer Gesteine an der Zohsee, also westlich der großen Marchspalte, südwärts der breiten Masse von Quarzhornblendediorit zwischen Heilendorf und Schildberg hat seither mehrfache Anfechtungen erfahren, so z. B. von G. von Bukowski[1]), besonders scharf ablehnend seitens W. Petrascheck[2]) und zuletzt von F. E. Suess[3]). W. Petrascheck sagt diesbezüglich (l. c. pag. 519): „Wenn Kretschmer Diabas und Diabastuffe im Gebiete des Wackengneises nachweisen konnte, so folgt daraus noch nicht das Alter der betreffenden Schiefer, denn als Leitfossil für Unterdevon können die Diabase doch nicht betrachtet werden.“ Eine solche Kritik ist wohl kaum zu Recht bestehend, denn die Durchdringung mit Eruptivgesteinen kann für eine Formation sehr charakteristisch werden, dafür man an der Hand jedes besseren Lehrbuches der Geologie viele Beweise beibringen kann. Es haben sich auch zahlreiche hervorragende Forscher dieses Beweismittels bedient, so z. B. van Hise, F. E. Suess usw.

Mit Petrascheck in Uebereinstimmung bemerkt Suess (l. c. pag. 595): „Seine Schlußfolgerung, daß demzufolge die ganze Schichtenserie bei Müglitz dem Devon zuzuzählen sei, kann ich nicht folgen. Diabase sind in älteren paläozoischen Gesteinen überhaupt sehr verbreitet, so auch im mittelböhmischen Silur und durchaus kein besonderes Kennzeichen für Devon.“ Dessenungeachtet ist es dennoch eine bekannte Tatsache, daß im mähr.-schles. Hochgesenke die Diabase im Unterdevon ihre Hauptentwicklung gefunden haben, und sowohl im älteren Paläozoikum, als auch im Mitteldevon eine sehr wesentliche Abschwächung dieser eruptiven Tätigkeit zu erkennen ist. Dies ist auch in dem Unterdevon rechts

[1]) Erläuterungen zum Kartenblatt M.-Neustadt, pag. 16 und 17.

[2]) Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 519—521.

[3]) „Die moravischen Fenster“, pag. [505].

der March der Fall, wo in der Gegend von Pobutsch, Chirles und Rippau ein Herd intensiver eruptiver Tätigkeit mit mächtiger Diabasförderung ausgebreitet ist.

Außerdem hat Verf. für das unterdevonische Alter der metamorphen Schiefer des Nemilka- und Friesatales sowie an der Zohsee sehr gewichtige petrographische, stratigraphische, insbesondere aber tektonische Beweismittel ins Treffen geführt, die gänzlich unbeachtet blieben und auf welche genannte Forscher gar nicht eingegangen sind! Nur Petrascheck läßt in Uebereinstimmung mit der Petrographie des Verf. den „Wackengneis“ E. Tietzes fallen und substituiert dafür seinen Biotitphyllit, was ebenfalls nicht stichhältig, denn der Wackengneis ist so wenig ein Gneis, als der Biotitphyllit ein echter Phyllit, sondern vielmehr biotitreicher Hornfels im Kontaktbereiche des Quarzhornblendediorits. Der Wackengneis Tietzes umfaßt außer dem Biotitschiefer echte Phyllite, ja sogar die schönen Biotitquarzite des Zohseetales sind darin inbegriffen und leider auf den neuen Kartenblättern (1 : 75.000) Mähr.-Neustadt-Schönberg sowie Landskorn-Trübau nicht ausgeschieden.

Dieser Umstand erklärt auch, warum Petrascheck die Quarzite rechts der March unbekannt geblieben sind, der seinen schroff ablehnenden Standpunkt auf eine einmalige Begehung des fraglichen Terrains stützt! Verf. arbeitet seit 35 Jahren als Montangeolog in dieser Gegend. Gleichwie Petrascheck Tietzes Wackengneis über Bord geworfen, sich meiner Petrographie genähert hat, so wird es auch bezüglich der Altersgliederung geschehen. Unseren durch Analysen sichergestellten Diorit, welchen E. Tietze teils als Hornblendegneis, teils als „Gneis im allgemeinen“ kartierte, hält Petrascheck in Anlehnung an G. v. Bukowski für Amphibolgranitit und spricht sogar einfach von Granit! Daß ihm die Hornfelse unbekannt geblieben sind, ist leicht begreiflich. —

Auch die Diskordanz der Biotitschiefer (Glimmerschiefer) nördlich Hohenstadt, gegen den Quarzhornblendediorit stellt Petraschack als eine Unrichtigkeit hin. Diese Erscheinung ist jedoch speziell im Nemilkatale so deutlich und über jeden Zweifel erhaben, daß man infolge der dortigen günstigen Aufschlüsse sozusagen die Hand darauf legen kann[1]. Allerdings ist diese diskordante Auflagerungsfläche nicht im landläufigen Sinne aufzufassen, denn sie erklärt sich an der Hand der Tatsache, daß die Spalte, auf welcher die Dioritmassen emporgepreßt wurden, in diesem Gebirgsteile nicht paralell, sondern spitzwinkelig (unter $\sphericalangle$ 30°) die sedimentogene Schichtenserie (Schieferumwallung) hindurchsetzt, was bereits oben in dem Abschnitt über die tektonischen Verhältnisse auseinandergesetzt wurde.

Wenn daher Petrascheck zum Schlusse seiner Arbeit sagt: „die Phyllite des Adlergebirges sind älter als Devon, wahrscheinlich auch älter als Silur, vielleicht vorkambrisch“, so sind gegen solche Ansichten Zweifel um so mehr berechtigt, als wir wissen, daß beispielsweise in der Umgebung des Kepernik-Granitgneismassivs sowie des

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. 52, pag. 372 und 373

Zöptauer Dioritmassivs[1]) das Silur als auch das Präkambrium ein viel höher kristallines Gepräge besitzen (als die Schiefer des Adlergebirges), so daß erstere als Glimmerschieferformation, dagegen das letztere als Chloritgneisgruppe entwickelt ist. — Auch das Paläozoikum Sachsens in der Umgebung des Granulitgebirges, gleichwie dasjenige der erzgebirgischen Gneiskuppeln (Sachsen—Böhmens) besitzt einen hochmetamorphen Charakter bestehend aus Muskovitschiefern und Gneisglimmerschiefern mit Einschaltungen von Amphiboliten etc., während die Phyllite bereits höheren Altersstufen des Paläozoikums entsprechen.

Uebrigens hat bereits früher das Komitee für die Landesdurchforschung Böhmens auf der von ihm publizierten geologischen Karte von Böhmen (Sektion VI, Prag 1891), entworfen von Krejci, die Ansicht zum Ausdruck gebracht, wonach die älteren Schiefer östlich von Tattenitz an der Zohsee (Sazawa), sämtlich zur Stufe *H* des böhmischen Unter-, beziehungsweise Mitteldevons gehören. Verf. glaubt, daß er für seine Anschauungen keinen besseren Gewährsmann nötig habe und sich in guter Gesellschaft befindet. Es ist nicht notwendig, daß wir die alten Fundamente wegreißen und immer wieder neue errichten, wir können auch einmal darauf weiterbauen, was uns dem gemeinsamen Hochziele früher und sicherer näher bringen wird.

In der obzitierten Abhandlung hat Prof. E. F. Suess unseren Kepernikgneis mit seinem Bitescher Gneis identifiziert, wogegen wohl Einspruch erhoben werden möchte, zumal schon nach den Dünnschliffbildern der Kepernikgneis sehr verschieden ist, soweit man nach den Beschreibungen des Bitescher Gneises von Suess urteilen darf; auch bleibt für den ersteren speziell der als Uebergemengteil vorhandene Orthit sehr charakteristisch, so daß wir den Kepernikgneis als einen echten Orthitgneis bezeichnen dürfen, welches Mineral dagegen dem Bitescher Gneis ganz zu fehlen scheint. Ziehen wir ferner die Spaltungsgesteine unseres Kepernikgneismassivs in Betracht, so müssen zunächst die gewaltigen Stöcke mannigfaltiger Aplite und Pegmatite hervorgehoben werden, die ihrerseits von Gangapliten und Gangpegmatiten durchtrümmert werden, also Tiefengesteinsformen, nach welchen wir im Bitescher Gneis vergeblich suchen, davon dort wenig oder gar nichts zu sehen ist und woraus zweifellos folgt, daß der Kepernikgneis doch etwas ganz anderes ist, von den neuerdings gefundenen Alkaligesteinen abgesehen. Erinnern wir uns ferner der weitverbreiteten Kontakthöfe im Kepernikgneismassiv bestehend aus Granat-Staurolith- und Andalusit- sowie Cyanitschiefern als auch der kolossalen und mannigfaltigen Kalksilikatmassen in der Umgebung von Mähr.-Schönberg und Wiesenberg, welche der Verf. gefunden und zum ersten Male beschrieben hat[2]); dagegen vermissen wir in den Gneismassen von Gr.-Bitesch derlei Kontaktgebilde zumeist gänzlich und nur in der südlichen Ab-

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 168—173.

[2]) Die Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, 58. Bd., pag. 527—572. Die Kalksilikatfelse im Kepernikgneismassiv nächst Wiesenberg: ibidem, 1912, 62. Bd., pag. 359—460.

teilung stoßen wir auf das schwache Band der Fugnitzer Kalksilikatschiefer. Demzufolge erscheint es gänzlich fraglos, daß das Intrusivmagma des Kepernikgneismasivs weit reicher an Mineralisatoren war, als das des Bitescher Gneises, das wesentlich ärmer daran gewesen war, und dieser Mangel ist auch der ausschließliche Grund, warum die sogenannten „Moravischen Kuppeln" ein solch minderwertiges kristallines Gefüge aufweisen.

Uebrigens ist der Kepernikgneis in keinem Falle eine Felsart, die eine Spezialität des sogenannten „moravischen", beziehungsweise „silesischen" Grundgebirges vorstellt. Ein dem Kepernikgneismassiv geologisch und petrographisch fast vollständig gleichwertiges Granitgneismassiv hat der Verf. auf den Scheiteln des Glatzer Schneegebirges und dessen Abhängen gegen das breite Neisstal festgestellt, also inmitten des sogenannten „Moldanubikum", und zwar verbreitet sich dasselbe von Neuwaltersdorf (bei Habelschwerdt) im Nord bis Hermsdorf (bei Mittelwalde) im Süd; es ist ein Gewölbe mit N—S gestreckter Achse, dessen westliche Flanke jedoch durch die gewaltige Erosion des Neissetales zum großen Teil abgetragen und daselbst durch plänerartige Gesteine und Kieslingswalder Ton überlagert ist.

Betreffs der Petrographie dieses Granitgneismassivs ist zu bemerken, daß es fast ausschließlich aus Biotitaugengneis zusammengesetzt, und bald grobkörnig, bald mittel- bis feinkörnig entwickelt ist, darin die Orthoklasaugen weiß, fleisch- oder ziegelrot gefärbt sind und in den grobkörnigen Felsmassen Nuß- bis Faustgröße erreichen; die Struktur ist alsdann eine richtungslos granitische und massige, die gneisartige Parallelstruktur wird selten, doch fehlt sie niemals ganz. Sehr oft wechselt derartig grobkörniger und massiger Granitgneis mit parallelstruierten feinkörnigen Gneislagen, welche vielfach gewundene flaserige und gefaltete Struktur aufweisen, desgleichen hellweiße mit fleischfarbigen Gesteinsabänderungen wechsellagern. — Ein schönes Querprofil von diesem Granitgneismassiv liefert der Wölfelsgrund am Westabhange des Glatzer Schneegebirges, wo die geschilderten grobkörnigen Granitgneismassen besonders instruktiv aufgeschlossen sind und die mächtigen Gneisbänke N—S streichen und gegen W einfallen. Es ist kein Zweifel darüber zulässig, daß auch hier eine gneisartig erstarrte Kuppel grobkörniger Granite und Granitporphyre vorliegt. Der Unterschied zwischen dem Kepernikgneis und dem ihm gleichwertigen Gneismassiv des Glatzer Schneegebirges ist bloß darin begründet, daß der erstere weit reicher an Mineralisatoren war als der letztere, daher jene großartigen Kontakthöfe der Kepernikgneiskuppel in der Granitgneiskuppel des Glatzer Schneegebirges nur durch Marmor und Granatglimmerschiefer vertreten sind.

Ein zweites nicht minder wichtiges Gneismassiv, das wohl schon nach seinem einheitlichen und eintönigen petrographischen Charakter zu den Eruptivgneisen zu rechnen ist, lagert auf den Scheiteln des Spieglitzer Schneegebirges[1]) und dessen Abhängen

[1]) Haidenzug vom großen Schneeberg, über die Schwarzekoppe und Dürrekoppe.

gegen das oberste Marchtal sowie das Graupatal; seine Fortsetzung gegen Nord finden wir bei Wilhelmstal, gegen Süd bei Grumberg bis hinaus in den Baudenwald (siehe beiliegende geol. Karte Taf. I). Diese gewaltige Gneismasse ist jedoch petrographisch, strukturell und tektonisch wesentlich anders geartet als jene des Kepernikgneises. Nach meinen Beobachtungen im Spieglitzer Schneegebirge stellt die in Rede stehende Gneismasse eine fächerförmig aufgestellte Nord—Süd gereckte scheinbare Synkline vor, wesentlich zusammengesetzt aus körnigen Zweiglimmergneisen oder besser gesagt Biotit-Muskovitgneisen, welchen grobkörnige Biotitaugengneise in parallel ausgewalzten Stöcken eingeschaltet sind; es erscheint uns dies als eine Durchaderung, beziehungsweise Durchtrümmerung des älteren herrschenden Zweiglimmergneises mit jüngeren und an Masse beschränkten Biotitgneisen, worin der Biotit nestförmig ausgeschieden und die ursprüngliche granitische Struktur noch so gut erhalten ist, daß sie zweifelsohne teils körnige, teils porphyrische Granite vorstellen, welche Parallelstruktur angenommen haben. Tektonisch erkennen wir, daß die gedachte gewaltige Gneismasse wesentlich als einen typischen Fächer.

Zwischen den geschilderten beiden Gneismassen vom Spieglitzer und Glatzer Schneegebirge lagert ein Schiefermantel, worin sich das oberste Marchtal parallel ausgegraben hat; der Mantel selbst reicht von Seitendorf im Nord, bis Niederlipka (bei Grulich) im Süd, derselbe stellt eine nach Ost einfallende zwischen den beiden oben geschilderten Gneismassiven eingeklemmte Mulde vor, welche gegen West überkippt erscheint. Im Marchtal gut aufgeschlossen, zeigt der Mantel dortselbst folgende abwechslungsreiche größtenteils kontaktmetamorphisch veränderte Schichtenserie, und zwar vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend:

1. Para-Muskovitgneise mit eingeschaltetem Phyllit.
2. Gneisglimmerschiefer in Phyllitgneis verlaufend.
3. Biotit-Glimmerschiefer, Granat und Quarzlinsen führend.
4. Quarzite geschichtet und in Quarzschiefer übergehend, am Predigtstuhl und am Rechtsgehänge von Groß-Morau.
5. Zuckerkörniger Marmor in den sogenannten Quarklöchern und am Zechenberge.
6. Untergeordnete Amphibolite.

Das Streichen dieser Schiefergneise und Glimmerschiefer ist NNO, das Verflächen OSO unter ∢ 45—50°, dieselben sind von altpaläozoischem Alter, wahrscheinlich dem Unterdevon (?) zugehörig.

In welchem Verhältnis die gedachten Orthogneise vom Glatzer-Schneegebirge und der Kepernikgruppe sowie vom Spieglitzer Schneegebirge untereinander und zum Bittescher Gneis stehen, läßt sich leider nichts sagen, was auf Zuverlässigkeit Anspruch machen könnte, weil uns die nötigen chemischen Analysen und demzufolge auch die Gesteinsformeln nach Osann mangeln. Es spricht alle Wahrscheinlich-

keit dafür, daß die geschilderten Gneismassive verschiedenen Ausbruchsperioden angehören. Das eine steht aber fest, daß wir inmitten des „Moldanubikum“ des Prof. F. E. Suess „zwei weitere Fenster“ mit ganzer, demzufolge symmetrischer und mit halber oder unsymmetrischer Umrahmung gefunden haben. Wenn wir rückblickend in Erwägung ziehen, daß die drei Gneismassive vom Kepernik, dem Spieglitzer und Glatzer Schneegebirge sowie auch unser großer Dioritgabbrogang abyssische, keineswegs wurzellose Gesteinsmassen sind und dort ihren Standort haben, wo sie seinerzeit bei der Intrusion emporgepreßt wurden, so bleibt allerdings von dem in paläozoischer Zeit überschobenen „Moldanubikum“ nicht viel übrig! Aus diesen Gründen hat die hypothetische Deckenlehre in unserem sudetischen Kristallinikum keine Berechtigung, denn wo keine „Decken“ existieren, können sie auch nicht „zwiebelschalenförmig übereinandergelegt werden“, vielmehr diese Theorie mit der tatsächlichen Tektonik im Widerspruch steht, sie erscheint uns als eine zwangsweise Interpretation geologischer Verhältnisse, welche frei von Vorurteilen wohl kaum eine andere Deutung zulassen, als dies in der vorliegenden Arbeit geschehen ist. Wenn die alpinen Ueberschiebungsdecken keine bessere Begründung bisher gefunden haben, dann müßten wir uns auch dagegen kehren, wie dies unser Altmeister A. Rothpletz schon so oft und jüngst wieder in schlagender Weise getan hat[1]).

Wenn nach der Becke-Grubenmann'schen Tiefenstufentheorie durch die Versenkung der Sedimente in stetig zunehmende größere Rindentiefe unserer Lithosphäre ein stetig zunehmender Grad der kristallinen Ausbildung erreicht wird, so liegt meines Erachtens jedenfalls ein unlösbarer Widerspruch darin, warum in dem Profile durch die Nesselkoppe und den Bogenberg (bei Lindewiese)[2]) der unterlagernde devonische Tonschiefer, der also in einer großen Rindentiefe unter dem moldanubischen Glimmerschiefer seit dem Paläozoikum gelegen hat, dessenungeachtet nicht die Beschaffenheit eines kristallinen Schiefers erworben hat, dagegen dies bei dem höher liegenden und überschobenen moldanubischen Glimmerschiefer im hohen Maße der Fall ist. Wir haben oben den sicheren Nachweis erbracht, daß der letztere durch weit kräftigere Agentien zu Glimmerschiefer geworden, als dies die Versenkung in größere Rindentiefe bewirkt hätte. Die moderne Deckenlehre und Tiefenstufentheorie stehen hier mit den geologischen Tatsachen im diametralen Gegensatz und wir sehen keinen Grund dafür, diese als Basis für unsere geologischen Untersuchungen anzunehmen. —

---

[1]) Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 66. Bd., 1914, pag. 76—178.

[2]) F. E. Suess, „Moravische Fenster“ pag. 608.

II. Teil.

Ultrabasische Stockgesteine des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen.

Nachdem wir die Schilderung der allgemeinen petrographischen, geologischen und tektonischen Verhältnisse des Dioritgabbroganges vorausschickten, schreiten wir nun zu dem Hauptgegenstande vorliegender Arbeit zur genauen Untersuchung der Peridotite und Pyroxenite, beziehungsweise ihrer Serpentinfelse, welche gleich Satelliten den gedachten Ganglakkolith in seinem Liegenden und Hangenden umschwärmen und dadurch die Abhängigkeit von letzteren sinnfällig erkennen lassen sowie ihre Zugehörigkeit zu derselben geologischen Einheit in einer jeden Zweifel ausschließenden Weise bekunden.

Um das Verständnis der folgenden Darstellung zu fördern, wollen wir sogleich eine Uebersicht von der Mannigfaltigkeit der auf den beiden Zügen einbrechenden ultrabasischen Gesteinstypen geben. Im Speziellen stellen sich diese interessanten Gesteine hauptsächlich als ternäre und binäre untergeordnet auch als unitäre Mineralkombinationen dar, für welche wir selbstredend die bisher gebräuchliche Nomenklatur benützen, nur wo diese versagte, mußte Verf. solche neue Namen prägen, um nicht jedesmal die Mineralkombination und die sonstigen Merkmale der hier in Frage kommenden Gesteine aufrechnen zu müssen und die Kürze der Darstellung zu sichern.

Es ergeben sich nach den diesfälligen umfangreichen mikroskopisch-optischen Untersuchungen die folgenden Kombinationen ultrabasischer Gesteine nach ihrer abnehmenden Bedeutung geordnet:

Ternäre Peridotite der Kalkalkalireihe:

I. Olivin—Enstatit—Diopsid = wie bisher Lherzolith genannt.
II. Olivin—Enstatit—Diallag = Neubennenung Bielenit.
III. Olivin—Enstatit—Hornblende und Aktinolith = neuer Name Weigelith.

Binäre Peridotite:

IV. Olivin—Enstatit = wie bisher Harzburgit genannt.

Unitäre Peridotite:

V. Olivin (übrigens nur Akzessorien) = wie bisher Dunit benannt.

Binäre Pyroxenite:

I. Enstatit—Diopsid = neu benannt Marchit.

Ternäre Pyroxenite:

II. Diopsid—Enstatit—Diallag = Neubennenung Niklesit.

Magnetit- und titanitreiche Alkalipyroxenite:

I. Diallag—Enstatit—Ilmenitfels = neugeprägter Name Titanolith.
II. Aigirinaugit—Titanit—Magnetitfels = neugeprägter Name Aigirinolith.

Indem wir diese Systematik vorausschicken, wollen wir nun an die Untersuchung und Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse schreiten, müssen jedoch sogleich gestehen: Obwohl die Reihe der letzteren als eine stattliche erscheint, darf sie dessenungeachtet in keinem Falle auf Vollständigkeit Anspruch erheben, und zwar nicht nur deßhalb, weil einzelne dieser Sporaden im Gelände leicht übersehen werden können und auch aus dem Grunde, weil sie unter der Ackererde nebst der Verwitterungsrinde versteckt sind und oft erst durch Zufall entdeckt werden, demzufolge die Zahl dieser Gesteinsstöcke jedenfalls in Wirklichkeit viel größer sein dürfte.

A. Liegendzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihre Serpentinfelse.

Serpentinstockwerk bei Buschin am Taubenberg, der Goldkoppe und am Zdiarberg bei Ober- und Nieder-Eisenberg.

Beginnen wir an dem südwestlichen Ende derselben an der bekannten Störungslinie Marchtal—Buschin, so stoßen wir zunächst auf das große Serpentinstockwerk, welches sich zwischen den Tälern von Buschin und Hosterlitz westlich Nieder- und Ober-Eisenberg ausbreitet und angenähert parallel zum generellen Streichen gestreckt erscheint. Der Serpentinfels setzt dicht am Jockelsbache dei Buschin und an den Gehängen der bewaldeten Anhöhe Stvertnik ein, findet seine Fortsetzung in der Waldstrecke „bei den Fuchslöchern“ und erreicht auf dem Taubenberg (Holubarna) sowie auf der Goldkoppe in der Waldstrecke „bei den goldenen Löchern“ seine größte Mächtigkeit von schätzungsweise 450 *m*; von hier geht der Serpentinfels weiter gegen NNO auf den Zdiarberg, dessen Felskegel (Koppen) aus mannigfaltigen Serpentingesteinen bestehen. Gedachte Koppen, auffällig durch ihre scharfe Kegelform, fallen gegen Hosterlitz hin ab und hier endigen die in Rede stehenden Serpentinfelsmassen. Das ganze Streichen hat eine Länge von ungefähr 3·2 *km*; dasselbe erscheint am Tage durch ausgedehnte Block- und Trümmerhalden gekennzeichnet, welche das darunter anstehende Gestein verhüllen. Der gedachte Höhenzug der Serpentingesteine, welcher in der höchsten Erhebung am Taubenberg kulminiert, wird durch die Terrain-Einschnitte des „kalten Wassers“ und „bei den Erlen“ sowie zwischen den Zdiarkoppen unterbrochen, so daß es sehr wahrscheinlich ist, daß unsere pyroxenitischen und peridoititischen Serpentingesteine aus mehreren dicht beieinander liegenden stockförmigen Massen bestehen, die ein zusammenhängendes Stockwerk bilden. —

Die Lagerungsverhältnisse dieses Stockwerkes sind im hohen Maße charakteristisch. Westlich stoßen daran die mannigfaltigen Hornfelse der inneren Kontaktzone unseres metamorphen

Dioritgabbroganges, welcher hier in einer Entfernung von 0·3 *km* vorbeistreicht; östlich liegen abermals Hornfelse, und zwar lagert zunächst dem Serpentin lokal ein grobkörniger, feldspatreicher und flaseriger Muskovitgneis, weiter in das Liegende folgen sodann echte Hornfelse mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolit, der weiter in der Richtung gegen Nieder- und Ober-Eisenberg in mannigfaltige Phyllite und schließlich in Tonschiefer übergeht, es ist das die äußere Kontaktzone der Dioritgabbromasse. Das Serpentinstockwerk ist inmitten der gedachten kontaktmetamorphen Sedimente aufgebrochen; eine Einwirkung durch die ultrabasischen Eruptivmassen hat jedoch nicht stattgefunden.

Das allgemeine Streichen der gedachten Sedimente ist regelmäßig und anhaltend NNO (genau 2 h), das Einfallen durchwegs steil WNW, also gegen das Serpentinstockwerk gerichtet. Das letztere läßt keine Spur von Schichtung oder auch nur Bankung erkennen, es ist lediglich eine polyedrisch und regellos zu großen Blöcken und Trümmern zerklüftete Felsmasse, die am Tage in die obenerwähnten Blockmeere und Trümmerhalden zerfällt. Diese am Tage umherliegenden Serpentinstücke überziehen sich infolge Verwitterung ausnahmslos mit einer weißlichgrauen Rinde.

Auf der neuen geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Mähr.-Neustadt und Schönberg hat G. v. Bukowski den Serpentinfels westlich Eisenberg als ein 4 *km* langes, 0·3 bis 0·4 *km* breites Band derartig eingezeichnet, daß die falsche Vorstellung erweckt wird, als sei der Serpentinfels als ein planparalleles Glied der kristallinen Schiefer, diesen konkordant zwischen Glimmerschiefer und seinem „grauen Gneis von Hohenstadt" eingelagert. Der Serpentin wird auf dieser Karte im Liegenden und Hangenden unmittelbar von Amphibolit und Tremolit umschlossen, was prinzipiell unrichtig und mit den tatsächlichen Verbandsverhältnissen im Widerspruche steht. In den „Erläuterungen" wird behauptet, daß der in Rede stehende Serpentin ein Umwandlungsprodukt der Hornblende sei (!); wir werden uns jedoch weiter unten an zahlreichen Beispielen überzeugen, daß von Hornblende in den gedachten Gesteinen keine Spur vorhanden war und ist.

Die im vorliegenden Abschnitt gebrauchten Lokalitätsnamen sind den Katastralkarten sowie den Forstkarten der fürstlichen Forstverwaltung entnommen und können demzufolge auf Richtigkeit und Zuverlässigkeit von altersher Anspruch erheben. —

a) Die gesellschaftlichen Serpentinbrüche am Ostausgange von Buschin.

Das große Serpentinstockwerk vom Zdiarberg, Goldkoppe, Taubenberg streicht am Linksgehänge des breiten Buschinertales nächst dem Ostausgange des Dorfriedes zutage aus, wo der Jockelsbach die Felsköpfe des Serpentins und der Hornfelse am Gehängefuß bespült, so zwar, daß die fortschreitende Talerosion gute Aufschlüsse und vorteilhafte Angriffspunkte für den Steinbruchbetrieb geschaffen hat.

Daselbst hat nun die Kremsierer Steinindustrie-Gesellschaft ihre beiden Serpentinbrüche angeschlagen, und zwar den einen auf der Talsohle, den zweiten etwas höher auf demselben Gehänge auf-

wärts und dadurch die Aufschlüsse dergestalt vervollständigt, daß wir einen genauen Einblick in die Lagerungsverhältnisse erhalten. Der Serpentinfels bildet hier eine stockförmige, stark zerklüftete Masse ohne Schichtung mit Spuren von Bankung; seine Mächtigkeit beträgt im unteren Bruche rund 15 *m*, davon die durchbrochenen Schiefer am Hangenden in schwebender Lage gegen NW abfallen, dagegen am Liegenden steil aufgerichtet sind oder am Kopf stehen, fast davon abfallen, also eine Lage einnehmen, die nur das Eruptivgestein bewirkt haben konnte. Der Serpentinfels besteht fast ausschließlich aus kompaktem Serpentin, der makroskopisch keine Reste der Ursprungsmineralien aufweist; sehr verbreitet ist darin Leukophitbildung, die klaffenden Strukturflächen sind fast ausnahmslos von einem mehr oder weniger langfaserigen Chrysotil überrindet oder der letztere verbreitet sich gangförmig auf zahllosen Spältchen und Adern im Innern des Serpentinfelses. Die Chrysotilrinden tragen so starke Quetschungserscheinungen an sich, daß diese Flächen Harnischen gleichen, was auf große Gesteinsspannungen hinweist.

Der Serpentinfels wird von Gängen und Trümmern eines grobkörnigen Pegmatits durchsetzt, worin Feldspat mit Quarz schriftgranitisch verwachsen, zersetzter Biotit nebst Diopsid akzessorisch eingesprengt sind. Wir werden weiter unten folgend den Nachweis erbringen, daß in Rede stehender Serpentinfels von einem Pyroxenit, und zwar dem neuen Typus Marchit abstammt.

Bezüglich der Nebengesteine des Serpentinfelses in der gedachten Lokalität finden wir insbesondere am Liegenden des unteren Bruches durch den Jockelsdorfer Bach gut aufgeschlossen die in den früheren Abschnitten ausführlich geschilderten Hornfelse herrschend, Gesteine, die gerade hier infolge von Pressungen im hohen Grade zerklüftet, daher kleinklüftig bis würfelig erscheinen; sie sind sehr zähe, überaus fest, feinkörnig bis dicht. Auch im Hangenden des Serpentinfelses sind wir auf ähnliche, jedoch mehr schiefrige Hornfelse gestoßen.

In dem breiten schönen Buschinertal streicht jene großartige Störungslinie hindurch, welche aus dem Marchtal der Gegend zwischen Leschen und Raabe kommt, hier dem Hauptstreichen $22^1/_2$ h folgt und im Buschinertal längs der Reichsstraße fortsetzt. An dieser Störungslinie keilt nun unser Serpentinstockwerk von Zdiarberg-Taubenberg aus, indem es dahin konstant von 300 *m* Mächtigkeit bis auf 15 *m* sukzessive abnimmt. —

b) Olivinführender Marchitserpentinfels aus dem fürstlichen Steinbruch auf der Goldkoppe.

Was uns beim Betreten dieses Steinbruches sofort in das Auge fällt ist, daß die Serpentinmasse in große kubische Blöcke oder regellos geformte sowie polyedrische Trümmer und in krummlinsenförmige Stücke, in Schalen und Scherben zerdrückt ist, deren Oberfläche spiegelnd und glattpoliert erscheint; es sind das echte Rutschflächen und Harnische, welche auf Spannungen und Pressungen in der Serpentinmasse hinweisen und durch die Volumzunahme bei der Serpentinisierung ausgelöst wurden.

Die Gesteinsfarbe ist schwarzgrün, selten dunkel blaugrün. Vorherrschend ist der zerdrückte Serpentinfels, dagegen der kompakte nur untergeordnet auftritt; der letztere ist ohne Reste der Ursprungsmineralien, dagegen enthält der erstere mehr oder weniger reichlich Relikte, bestehend aus isolierten rundlichen Körnern von wachsgelbem Olivin, meist aber graugrünlichem Enstatit; ersterer charakterisiert durch Glasglanz und den Zerfall in ein kleinkörniges Aggregat, das napfförmig ausgehöhlt und von Serpentin durchadert ist; der letztere durch fasrige Struktur und starken Perlmutterglanz. An einzelnen Stufen machen sich Ueberzüge von bronzefarbig schillernden Blättchen bemerkbar, die nach ihrem Verhalten dem Bronzit angehören. Hierzu kommen sehr zahlreiche im Serpentin ausgeschiedene Nester von Chromit, der durch eisenschwarze Farbe und Metallglanz auffällt; es sind meist schuppige, zum Teil oktaedrische Aggregate. Akzessorisch ist reichlich eingesprengter Magnetit der Formen O und $\infty O \infty$ sowie in größeren als auch staubförmigen Körnern allüberall eingesprengt; die Menge desselben ist jedoch niemals so groß, daß sich ein Einfluß auf die Magnetnadel äußern würde.

Umwandlung. Der gemeine Serpentin ist ölgrün; infolge staubförmig eingesprengtem Magnetit trägt er eine matte, düstere, schwarzgrüne Färbung zur Schau, er ist allgemein strukturlos, läßt aber zuweilen eine blättrige Struktur erkennen, welche auf Enstatit als Ursprungsmineral hinweist.

Ein großer Teil des dunklen Serpentinfelses hat auf inneren Bruchflächen ein verwittertes Aussehen, denn er ist mit einem weißen, dichten, auffallend talkähnlichen Serpentin gleichwie verknetet und mit ersterem durch Uebergänge verknüpft, dem wir noch des öfteren begegnen werden und den wir kurz Leukophit[1]) nennen wollen. Dieser ist nach seinem mikroskopisch-optischen Verhalten ein echter Serpentin, wie wir uns weiter unten an den Dünnschliffen der Gesteine von Ober-Weißbach überzeugen werden, und zwar nach seiner Mikrostruktur wesentlich aus querfaserigem Metaxit und radialfaserigem Pikrolith[2]) zusammengesetzt. Ein Teil des Leukophits zeigt u. d. b. M. die typische Maschenstruktur des Olivins, worin wir wohl einen sicheren Hinweis auf die frühere Anwesenheit des Olivins im Mineralgemenge des Ursprungsgesteins erblicken dürfen. Mit der Leukophitbildung steht die Ausscheidung einer überreichlichen Menge von Magnetit ursächlich im Zusammenhange, welche das Maschennetz bildet.

Die obenerwähnten Rutschflächen der Serpentinblöcke und Trümmer, seine krummlinsenförmigen Stücke, Scherben und Schalen sind mit ausgebreitetem gelblichweißem, bläulichem und goldgelbem Chrysotil bedeckt, dessen seidenglänzende und parallele Fasern und Stengel 3 bis 5 *cm* lang werden, sie sind oft gebogen und ge-

---

[1]) Von λευκός und Ophit = Weißserpentin.

[2]) Der Name Metaxit wird für parallelfaserigen, Pikrolith für radialfasrigen makroskopisch dichten Serpentin gebraucht, sobald sich diese Texturunterschiede u. d. M. merkbar machen. Der Name Chrysotil bleibt für jene reinen Faserserpentine von stärkerer Doppelbrechung reserviert, welche sich als Regenerationen des dichten Serpentins darstellen.

wunden. Darüber breiten sich verworrene, überaus feine Haare des Serpentinasbestes, die dann als Bergholz und Bergleder erscheinen. An den breiten Chrysotilstengeln wurde zum Teil eine prismatische Spaltbarkeit von hornblendeartiger Vollkommenheit erkannt. Ein Teil der in Rede stehenden Chrysotilaggregate ist auf den spiegelblanken Rutschflächen und Harnischen infolge der oberwähnten Gesteinspressungen gänzlich platt gedrückt.

Auch zahllose Aederchen und Spältchen des Serpentinfelses sind mit überaus feinfaserigem Chrysotil erfüllt, dessen bläuliche und gelbe, im durchfallenden Licht weiße bis goldgelbe Fasern oft gebogen und gewunden, stets senkrecht auf die Kluftebenen gestellt sind und in überaus feinfaserigen Asbest übergehen. Es sind dies durchwegs Regenerationen des gemeinen Serpentins. Als sekundäre, bei der Serpentinisierung neugebildete Mineralien finden sich: Magnetit in zahllosen Körnern sowie Chalcedon als Ueberzüge und Rinden. Der Magnetit ist auch in dem Chrysotilaggregat teils in Kristallen und Körnchen eingestreut, teils in Nestern zusammengehäuft; in solchem regeneriertem Magnetit fand Verfasser modellscharfe, stark metallisch glänzende Kristalle der Form $\infty O \infty$ (100) und Zwillinge davon mit geneigten Achsen mit O (111) als Zwillingsebene.

Auch im Leukophit ist sowohl der Chrysotil als auch sein Asbest häufig; der letztere ist mitunter so grobfaserig und langprismatisch entwickelt, daß an solch groben Stengeln u. d. b. M. ein hornblendeähnliches Prisma deutlich unterschieden werden konnte.

Der Serpentinfels bedeckt sich am Tage der Verwitterung ausgesetzt, allseitig an seiner Oberfläche mit einer gräulichweißen, wenige Millimeter dicken Verwitterungsrinde, welche die Maschenstruktur des gemeinen Serpentins schon makroskopisch in prägnanter Weise zum Ausdruck bringt, welche jener der Olivinserpentine in jeder Weise ähnlich erscheint. Das Netz besteht aus Schnüren und Nestern von Magnetit, dagegen die Maschen durch ein leukophitähnliches Mineral ausgefüllt werden, das glatt und muschlig bricht, weicher als Serpentin ist, sich mager anfühlt, nicht an der Zunge klebt u. d. b. M. dicht, derb und krümmlig erscheint. Akzessorisch tritt auch darin Chrysotil und Magnetit auf. —

Dünnschliffanalyse des Marchitserpentinfelses aus dem Steinbruch am Ostgehänge der Goldkoppe.

Das untersuchte Gestein ist wohl makroskopisch ein kompakter Serpentinfels, allein im Dünnschliff u. d. P. M. ist es ein Enstatit-Diopsid-Serpentinfels. Obwohl dichter Serpentin das mikroskopische Bild beherrscht, finden sich darin viele Relikte von Enstatit, teils in kleinen leistenförmigen, meist jedoch in größeren Kristallen, teils in Körnern; erstere von (100 · (010) begrenzt, allgemein verbreitet ist vollkommene Spaltbarkeit nach (110), dabei die gleichfalls vollkommene Teilbarkeit nach (100) den prismatischen Spaltwinkel halbiert; besonders in Längsschnitten ist die ausgezeichnete Faserung parallel c hervorzuheben, die genau derjenigen des

Bronzit von Kupferberg (Schlesien) gleicht[1]). Die Auslöschrichtung fällt in Basisschnitten mit der pinakoidalen Spaltbarkeit zusammen, dagegen sie den Winkel der prismatischen halbiert. Nachdem das Relief erst bei stärkerer Kondensorsenkung deutlich wird, so liegt die Lichtbrechung bei n = 1·7 und 1·6, die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der gelblichen Interferenzfarben auf (010) $\gamma-\alpha = 0·009$ wie bei Quarz; dagegen auf (100) sowie auf (001) viel niedriger und geht nicht über das Graublau des Orthoklases hinaus $\gamma-\alpha = 0·006$ bis 0·005 herab. Bei der Farblosigkeit des Enstatits im Dünnschliff kein Pleochroismus.

Unter $\times$ Nicols beobachtete ich fast allgemein eine parallele lamellare Durchwachsung des Enstatits mit Lamellen eines monoklinen Pyroxens, dessen Auslöschung in Schnitten nach (010) $\sphericalangle$ $c:c = 44^0$ im stumpfen Winkel beträgt, und zwar ist die Auslöschung sehr häufig eine symmetrische nach den beiden Seiten von (010), so daß sie also in Zwillingsstellung sich befinden; in Schnitten nach (100) löschen beide Mineralien gerade aus, unterscheiden sich jedoch durch die verschiedene Doppelbrechung. In diesem Falle wiederholt unser Enstatit genau dasselbe, was Rosenbusch von dem Enstatit aus den Olivinknollen des Basaltes vom Gröditzberge bei Liegnitz abbildet[2]). An Schnitten parallel (100) unseres Enstatits machte ich öfters die Wahrnehmung, daß die parallellamellare Durchwachsung mit dem Diallag einen perthitischen Charakter annimmt, dann die Lamellenzüge vielfach gewunden und geflammt erscheinen. — Die gedachten Lamellenzüge werden des öfteren durch ein zweites Lamellensystem gekreuzt, das parallel zur Basis (001) liegt und durch die Zwillingsbildung nach $^1/_4$ $P \infty$ (104) hervorgebracht wird und womit die Biegung und Knickung des Enstatits zusammenhängt. Diese Gitterstreifung hat sehr viel Aehnlichkeit mit derjenigen des Mikroklin, mit welcher sie auch das gemein hat, daß sie mitunter verwaschen erscheint und sich nicht über den ganzen Schnitt erstreckt, sondern unregelmäßig begrenzte Stellen ohne Lamellierung zeigen, welche durch allmähliches Feinerwerden der Gitterwerke in allen Uebergängen miteinander verbunden sind. — Oefter sind die einfachen Lamellenzüge von Enstatit und Diallag wirr gelagert, oder sie sind zu zierlichen Rosetten gruppiert. — In den großen mit Diallag durchwachsenen ausgezeichnet feinfasrigen Enstatiten wurde häufig die Erscheinung undulöser Auslöschung beobachtet; außerdem sind solch feinlamellierte Enstatit-Diallagkristalle zuweilen gebrochen und die Bruchstellen mit überaus feischuppigem Talk ausgeheilt. —

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, daß neben dem Enstatit sich an der Zusammensetzung unseres Gesteins noch ein zweiter, und zwar monokliner Pyroxen als Hauptgemengteil beteiligt, welcher mit dem Enstatit zu richtungslos körnigem Gemenge verwächst; derselbe ist im Schliff bei reflekt. Licht olivgrün, im transmitt. grünlich mit schwachem Pleochroismus und gehört zum Diopsid, er ist jedoch in dem vorliegenden Gestein nur in wenig charakteris-

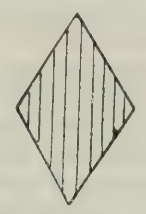
[1]) Rosenbusch, Physiographie, IV. Aufl., I. Bd., 2. Hälfte, Taf. II, Fig. 2.
[2]) Ebendaselbst Taf. II, Fig. 3

tischen Relikten erhalten geblieben; dagegen finden wir ihn in prächtiger Ausbildung am Zdiarberg, insbesondere aber in dem Pyroxenit von Großwürben, wo wir demselben eine eingehende Betrachtung widmen wollen. —

In zahlreichen Individuen des Enstatit fand ich in Schnitten nach (100) die bekannten graubraunen und haarbraunen Mikrolithe verbreitet, welche jedoch die zahlreichen Spaltrisse nach (110) stellenweise durchleuchten lassen und den metallischen Perlmutterglanz nach (100) bedingen. Die vielfach gradlinig begrenzten Blättchen haben meist rechteckige oder quadratische Formen, meist sind sie jedoch unregelmäßig gestaltet, parallel den Spaltrissen gestreckt und liegen mit der Längsrichtung parallel *c*, oder andere in geringerer Menge senkrecht dazu. Diese flach ausgebreiteten und den Spaltrissen parallel gestreckten Blättchenzüge werden von staubförmigem Magnetit schrottkornähnlich durchschossen, während der Serpentin von außen her

Fig. 10.

Anatasschnitt parallel *c*.



in den Enstatit eindringt oder inmitten inselartig auftritt. Bei Anwendung starker Systeme können wir die spitzrhombischen und leistenförmigen beiderseits zugespitzten Kriställchen des farblosen Titanits gut unterscheiden, ferner sehen wir ausgebreitete Körnerhaufen und langprismatische Aggregate des fuchsroten und honiggelben Rutils, welche stets im Zentrum derselben braunschwarze Ilmenitrelikte in schlackenähnlichen Gestalten einschließen, endlich ist der Anatas meist tafelig oder spitzpyramidal ausgebildet mit Längsstreifung, farblos, unter × Nicols mit blauen Interferenzfarben durchsichtig. Diese Titanmineralien sind durch ihr plastisches Relief, ihre runzelige Oberfläche und starke randliche Totalreflexion charakterisiert, welche auf höchste Licht- und meist auch Doppelbrechung hinweist. Mehrere solcher Schnitte der gedachten Titanmineralien sind braun bestäubt, welcher allerfeinste Staub selbst bei Anwendung stärkster Systeme submikroskopisch bleibt.

Wie bereits oben angeführt, findet sich der Ilmenit insbesondere in Form von Lamellen dem Enstatit parallel den Spaltrissen nach (100) eingeschaltet, teils erscheint der Ilmenit als zierliche Kristallskelette und zerhackte Wachstumsformen dem Enstatit interponiert, oder der Ilmenit umschließt seinerseits Entstatit-Diallagaggregate. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß die obigen Titanmineralien, welche auf (100) des Enstatits den Schiller erzeugen, aus der Umwandlung dieser Ilmenitlamellen hervorgegangen sind. —

Im ganzen Schliff zerstreut liegen zahlreiche kurzprismatische Kriställchen von Apatit vereinzelt umher, die sich stellenweise anhäufen, kreuz und quer gelagert sind und sich zwischen × Nicols durch ihr Grellweiß bemerkbar machen, öfters mit dunkler Schlackenmasse im Kern.

Der Magnetit ist im Enstatit in kleinsten Oktaedern eingesprengt, auch ist er in kleinsten Hexaedern längs der Enstatitlamellen verteilt; ferner bemerkt man staubförmige Körner und Körnerhaufen sowohl im Enstatit als auch im Serpentin, in welch letzteren er die bekannten Netzwerke liefert. Größere Kristalle, Zwillinge und Kristallstöcke des Magnetits finden sich selbständig ausgeschieden im frischen Enstatit, gleichwie im Serpentin; derselbe gehört sammt dem Ilmenit zu den Erstausscheidungen. Olivin und Feldspäte fehlen gänzlich. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Der Serpentin ist im Dünnschliff im reflek. Licht olivengrün, im transmitt. farblos; die Lichtbrechung ist gleich derjenigen des Kanadabalsam = 1·54, die Doppelbrechung sehr niedrig, und zwar nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha =$ $= 0·005$. Im parallelen polarisierten Licht läßt die Verteilung des Magnetits im Serpentin ein Maschennetz erkennen, das demjenigen der Olivinserpentine ähnlich scheint. Jedoch die wahre Mikrostruktur des Serpentins tritt erst unter × Nicols hervor, welche die Erscheinung der Aggregatpolarisation in niedrigen einheitlichen Interferenzfarben in ausgezeichneter Weise darbietet. Wir sehen nun, daß die Maschen durch einen überaus fein- und parallelfaserigen Metaxit, seltener durch einen radialfasrigen Pikrolith ausgefüllt werden, ersterer formt Parallelopipede, letzterer Rotationsellipsioide; dazwischen ziehen teils parallel, teils regellos angeordnete Balken von dichtem Serpentin hindurch, dessen Doppelbrechung infolge Kompensation auf Null herabgesunken ist, daher isotrop erscheint. Häufen sich solche Balken, so wird der Serpentin in ein stetig feinkörnigeres Aggregat zerfällt, welcher eine schwache oder gar keine Dunkelstellung zeigt und alsdann nur eine unscharfe Auslöschung aufweist. Die Faserachsen sind Richtung der kleinsten Elastizität und spitze Bisektrix eines in weiten Grenzen schwankenden Achsenwinkels; es läßt sich durchwegs ein optisch positiver Charakter des Minerals feststellen.

Der Serpentin dringt gegen den Enstatit und Diopsid zunächst auf Spaltrissen, sodann zungen- und buchtenförmig gegen die gedachten Ursprungsmineralien vor, wie bereits oben erwähnt. Durch halbserpentinisierte Enstatit- und Diopsidpartien sowie allmählig und schrittweise auch im Dünnschliff nachweisbare Uebergänge von Enstatit und Diopsid in Serpentin, kann die sichere, jeden Zweifel ausschließende Entstehung des Serpentins aus dem Enstatit, beziehungsweise Diopsid nachgewiesen werden. —

Der bloß makroskopisch da und dort beobachtete Olivingehalt dieses Serpentinfelses ist so gering, daß wir ihn vernachlässigen können; es liegt also ein wesentlich aus Enstatit und Diopsid zusammengesetzter Pyroxenit als Ursprungsgestein vor, das teils

selbständige Stöcke, teils Schlieren und unregelmäßige Zonen im Lherzolith bildet und sich an der Zusammensetzung ganzer Stockwerke beteiligt. Wir werden außer diesem Vorkommen weiter unten noch eine ganze Reihe gleich zusammengesetzter Pyroxenit-Serpentinfelse kennen lernen, deren Ursprungsgestein ausschließlich aus Enstatit und Diopsid bestanden hat und für welche der am Kopfe dieses Abschnittes stehende Name Marchit vorgeschlagen wird, entlehnt von dem Hauptflusse March, woselbst das Verbreitungsgebiet dieses neuen Pyroxenittypus liegt.

Lacroix hat wohl aus den französischen Hoch-Pyrenäen ähnliche pyroxenitische Gesteine unter dem Namen Ariégit in die Petrographie eingeführt, die lagerartig mit Lherzolith wechseln und im letzteren schlierenförmig eingeschaltet sind oder ihn gangförmig durchsetzen; sie haben jedoch einen wesentlich anderen chemischen Bestand. —

Dagegen stehen unsere Pyroxenite (wie wir uns an der Hand unten folgender Analysen überzeugen werden) an dem äußersten basischen Ende dieser ultrabasischen Gesteinsfamilie und repräsentieren einen neuen Typus der Pyroxenite, deshalb der dafür oben gewählte Name „Marchit“ gerechtfertigt sein mag. —

c) Der Zdiarberg westlich Ober-Eisenberg.

Dieses Vorkommen von Lherzolith-Serpentinfels erreicht man am schnellsten, wenn man von Ober-Eisenberg den westlicherseits dahinführenden ansteigenden Feldweg einschlägt, auf dem von der Eisenberger Pfarrkirche ab in 1·1 *km* Entfernung der Serpentinfels im fürstlichen Walde ansteht. Hier befindet sich jene klassische Fundstelle, wo A. Kenngott das Metasilikat der Magnesia, den Enstatit zuerst entdeckte und feststellte; weniger glücklich war er mit dem Pseudophit, den er später für einen Pennin erklärte, was der Wahrheit näher kommt.

Der Zdiarberg umfaßt fünf nach dem allgemeinen Gebirgsstreichen 2 h angereihte Felskegeln von Serpentinfels, welche allerdings unter einem dicken Vegetationspelz von Heidegras, Heidekraut, Sträucher von Heidel- und Preiselbeeren verdeckt sind, worin aber der Serpentinfels stellenweise in nackten Felsmassen zutage tritt oder in Blockhalden aufgehäuft ist. Die streichende Länge der gedachten fünf Felskegeln beträgt ungefähr 620 *m*, die Breite 350 *m*, sie hängen jedenfalls unterirdisch zusammen und bilden ein Stockwerk das gegen SSW an die Serpentinmassen der Goldkoppe anstößt. —

Als makroskopisch erkennbare Gemengteile des Zdiarberger Serpentinfelses sind zu nennen: düster schwarzgrüner, matter und dichter Serpentin, worin eine gegen das Gestein auf der Goldkoppe größere Menge Kristalle und Körner von Olivin und Enstatit eingewachsen sind, Chromit in bald größerer, bald mäßiger Menge nestförmig ausgeschieden erscheint, außerdem ist der Magnetit überall reichlich eingestreut.

Das Gestein besitzt infolge seines reichen Magnetitgehaltes die Fähigkeit, im hohen Maße auf die Magnetnadel einzuwirken, es zeigt

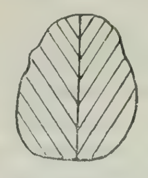
sich teils polarmagnetisch mit großer Intensität, oder es besitzt nur einfachen Magnetismus. Ein untergeordneter Teil der Stufen ist so arm an Magnetit, daß sie ohne Einfluß auf die Magnetnadel sind. —

Der gemeine Serpentin ist im reflekt. Lichte hell-olivgrün bis grünlichweiß, im durchfallenden undurchsichtig, in Spaltblättchen durchscheinend und glasglänzend, völlig gespickt mit Magnetit in Streifen und Striemen sowie staubförmigen Körnchen; der Bruch ist muschlig im Großen, splittrig im Kleinen, auffallend matt und glanzlos, selten zeigt sich Seidenschimmer oder Pechglanz, der Strich ist weiß, Härte = 2·5 . . . . . spez. Gew. = 2·75—2·77; vor dem Löttrohr unschmelzbar, in Salzsäure unvollständig löslich.

Der Enstatit ist gekennzeichnet durch seine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach ∞P (110) und feine Teilbarkeit parallel $\infty \bar{P} \infty$ (100), welche Fläche durch ihren lebhaften Perlmutterglanz kenntlich ist, dagegen die Spaltung die Feinfasrigkeit und Blättrigkeit des Enstatits bedingt. Kristalle sind relativ selten, wo solche vorkommen,

Fig. 11.

Enstatit mit knieförmiger Zwillingslamellierung.



sind sie durch die Quer- und Längsflächen (100) · (010) begrenzt, mithin prismatische Formen, welche gewöhnlich eine zackige Endausbildung besitzen, mit flachdomatischer oder basischer Querabsonderung senkrecht c, als auch Biegung und Drehung der Enstatitfasern häufig zu beobachten ist; des öfteren lassen die gedrungenen 10—12 *mm* langen Prismen Knäuel erkennen, welche auf sternförmige Zwillingsverwachsungen hinweisen. Der Zdiarberger Enstatit kommt jedoch meist nur in erbsen bis haselnußgroßen gerundeten Körnern vor, stets mit der charakteristischen Spaltbarkeit ausgestattet, zuweilen lassen die Körner eine knieförmige Lamellierung erkennen, wie in obiger Textfigur 11 gezeichnet. Seine Farbe ist im reflekt. Licht graugrün bis gelbgrün, selten olivengrün, im transmit. Licht farblos bis weißgelb, durchsichtig bis halbdurchsichtig; Härte zwischen 5—6; spez. Gewicht 3·10—3·40; vor dem Lötrohr fast unschmelzbar.

Die Enstatitreste täuschen den Eindruck vor, als wären sie im Gestein porphyrisch ausgeschieden; dasselbe enthält davon zumeist nur einzelne Kristalle und Körner, andere Gesteinspartien sind damit und Olivin bis zur Hälfte und darüber völlig gespickt, während andere Gesteinsteile kaum geringe Spuren führen, alsdann sich das Gestein als kompakter Serpentinfels darstellt.

Zwischen Enstatit und Serpentin findet ein allmählicher Uebergang statt, den man u. d. b. M. stufenweise verfolgen kann, und zwar bilden sich Pseudomorphosen von schwarzgrünem Serpentin

nach Enstatit mit Erhaltung der breitstengligen und feinfaserigen Spaltung desselben. Ueberdies kann man das buchtenförmige Eindringen des Serpentins von außen in den Enstatit beobachten, dessen Grenzen dann unscharf und verschwommen sind; außerdem finden sich im Innern der frischen Kristalle rundliche Flecke von Serpentin und man sieht da und dort halbserpentinisierte Enstatite, die nicht vollständig aufgebraucht, oder letztere bestehen an dem einen Ende noch aus frischem Enstatit, dagegen das andere bereits zu Serpentin geworden ist. —

Von besonderem Interesse sind die bisher unbeachtet gebliebenen makroskopischen Olivine; sie finden sich fast in allen Zdiarberger Stufen in vereinzelten Kristallen und Körnern, welche der allgemeinen Serpentinisierung entgangen sind. Während in den meisten Stufen sich Olivin und Enstatitreste das Gleichgewicht halten, reichert sich in einzelnen Stufen der Enstatit, in anderen wiederum der Olivin derartig an, daß das Gestein fast zur Hälfte aus ihren Resten besteht, während das andere Mineral fehlt. Die gewöhnlich großen Olivinindividuen sind olivengrün bis weingelb gefärbt, stark glasglänzend, vollkommen spaltbar noch (010) und zerfallen vorerst in ein kleinkörniges Aggregat, das sich gern in Leukophit und Chrysotil umwandelt und dann die typische Struktur des Olivinserpentins erkennen läßt. Zahlreiche Olivine sind stark mit Magnetit in Kriställchen und Körnchen eingesprengt.

Auf den beiden (nördlichsten) Zdiarkoppen haben sich in dem dortigen Serpentinfels Olivinreste in zu- und abnehmender Menge erhalten, auch viele Reste von faserigem Enstatit sind daneben zu sehen, oder beide Minerale miteinander verwachsen. Auch dort, wo der Olivin fehlt, kann man nach der charakteristischen Maschenstruktur auf seine frühere Anwesenheit schließen. Es entwickelt sich zunächst Maschenolivin, aus diesem Maschenleukophit, davon jedes Korn mit Magnetit umkränzt wird. Die Menge des in diesem olivinreichen Gestein ausgeschiedenen Chromits ist recht ansehnlich.

Auch im Zdiarberger Serpentinfels stehen viele, namentlich die größeren Körner und Kristalle von Enstatit und Olivin in einem mehr oder weniger fortgeschrittenen Zustand der Leukophitbildung, welche allmählig die ganzen Individuen erfaßt; es sind dies Pseudomorphosen von Leukophit nach Enstatit und Olivin, worin die Magnetitausscheidungen des gemeinen Serpentins nicht fehlen. Den Leukophit hat man früher mehrseitig für Talk gehalten. —

Als Regenerationen des Serpentins auf Spalten, Klüften und Bruchflächen des Serpentinfelses ist noch der Chrysotil hervorzuheben, dessen feine seidenglänzende Stengel oder überaus feine Fasern gewöhnlich senkrecht auf die Kluftwände gestellt sind, während der Asbest daselbst überaus feine und verworrene fasrige Aggregate darstellt. Oefter sieht man zahlreiche Chrysotilspalten, die eine unter sich parallele Richtung einhalten. Endlich sind in unserem Serpentinfels häufig Rinden und Ueberzüge von weißem Chalcedon und Kalzit wahrzunehmen, welche ebenfalls als eine Neubildung bei der Serpentinisierung zu betrachten sind.

Von anderer Seite [1]) werden als makroskopische Gemengteile des Zdiarberger Serpentinfelses noch angeführt: Diallag und Malakolith, gemeine Hornblende und Aktinolith, Arsenkies und Magnetkies, sie spielen jedoch nur als untergeordnete oder zufällige sowie seltene Mineralvorkommnisse eine Rolle.

Der Serpentinfels bedeckt sich, am Tage der Verwitterung ausgesetzt, an seiner Oberfläche ebenfalls mit der schon obenerwähnten weißlichgrauen Verwitterungsrinde, welche u. d. b. M. die Maschenstruktur des Serpentins deutlich hervortreten läßt. Das Netz wird durch ausgeschiedenen Magnetit gebildet, dagegen die Augen von schneeweißem Leukophit ausgefüllt werden, welcher durch fortgesetzte Wasseraufnahme aus gemeinem Serpentin entsteht; dazwischen bemerkt man in geringer Menge Chrysotil, schuppigen Talk und spätigen Magnesit. —

Dünnschliffanalyse des Lherzolith-Serpentins von der nördlichen Zdiarkoppe.

Das Gestein für die Dünnschliffe wurde den auf der nördlichen Zdiarkoppe anstehenden Serpentinfelsen entnommen, welche einen besseren Erhaltungszustand darboten. Wir erkennen auch im Dünnschliff sofort, daß dieser Serpentinfels weit frischer erhalten ist als jener von Buschin und der Goldkoppe; die Menge des Enstatits ist größer,

Fig. 12.

Enstatitschnitt nach (100).



so wie auch seine Kristalle größer geworden sind. Dieselben besitzen in Basisschnitten eine quadratische Form, begrenzt von den beiden vertikalen Pinakoiden (100) . (010) die Vertikalschnitte verweisen meist auf langprismatische zum Teil gekrümmte, an den beiden Enden pyramidal begrenzte Kristalle. (Siehe obenstehende Figur 12.) Die ausgezeichnete Fasrigkeit ist bedingt durch Spaltrisse parallel (110)

[1]) V. v. Zepharovich, Mineralog. Lexikon. I. Bd. 1859, II. Bd. 1873 III. Bd. 1893.

und die Teilbarkeit nach (100). Knie- und sternförmige Zwillingsbildungen sind auch im Dünnschliff erkennbar. Die Lichtbrechung ist nach Maßgabe des erst bei stärkerer Kondensorsenkung deutlichen Reliefs 1·7—1·6; die Doppelbrechung in Schnitten nach (010) zufolge der gelblichweißen Interferenzfarben nach Michel-Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0{\cdot}009$, dagegen auf (100) und (001) nur 0·005 und 0·004 den klargrauen Interferenzfarben entsprechend. Nach Des Cloizeaux[1]) ist am Enstatit vom Zdiarberge der negative Achsenwinkel in Oel $= 133^0\,8'$ bei dem Gehalt von $FeO + MnO = 2{\cdot}76\%$ also $\beta = 1{\cdot}639$ und $2\,V = 69^0\,42'$ für rot; ferner bestimmte Mallard[2]) am Enstatit vom Zdiarberge $\alpha = 1{\cdot}656$, $\beta = 1{\cdot}659$, $\gamma = 1{\cdot}665$, also $\gamma - \alpha = 0{\cdot}009$, was mit unseren Messungen gut übereinstimmt.

Diese homogenen Enstatitkristalle sind wohl vorherrschend, andere und zwar in der Regel die großen Kristalle, sind durch lamellare Verwachsung mit Diallag ausgezeichnet, dabei ist (010) Verwachsungsebene. In Schnitten nach (100) sehen wir unter $\times$ Nicols einen vielfach wiederholten Wechsel paralleler Lamellen von klargrauem schwach doppeltbrechendem Enstatit mit stark doppeltbrechendem Diallag, der lebhafte grüne und blaue Interferenzfarben II. Ordnung zeigt. In Schnitten nach (010) löschen die Diallaglamellen schief unter $\sphericalangle\, c : c = 40^0$ aus, und zwar öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (010) aus; die eisenschwarzen Diallaglamellen heben sich auf dem gelblichweißen Enstatitgrunde scharf ab, weil (100) des ersteren, parallel mit (010) des letzteren liegt. Solche Verwachsungen von Enstatit und Diallag nehmen auch hier häufig einen perthitischen Charakter an und durch das Hinzutreten von Zwillingslamellen nach $^1/_4\,P\infty$ (104) entstehen zuweilen mikroklinähnliche Gitterwerke. In den letztgedachten Schnitten sind außerdem zahlreiche linienartige schwarze Lamellen dem Enstatit parallel (100) eingeschaltet, die nach ihrem opaken Verhalten dem Ilmenit angehören. —

Eine auffällige Erscheinung sind intensive Resorptionen, an zahlreichen Individuen des Enstatits wahrnehmbar, welche einer stückweisen Wiederauflösung anheimgefallen sind und nun als vielfach ausgebuchtete und abgenagte Korrosionsformen erscheinen; öfters sieht man solche abgefressene Reste von Enstatit gleichsam inmitten des Diopsids schwimmen.

Unser spezielles Interesse knüpft sich an den miteinbrechenden monoklinen Pyroxen, der den zweiten Hauptgemengteil in unserem Ursprungsgestein ausmacht, jedoch makroskopisch vom Enstatit nicht zu unterscheiden ist, dessen Farbe im Schliff grünlich erscheint, der Pleochroismus ist wohl schwach, jedoch merklich, und zwar $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlich, $\mathfrak{b}$ gelblich. In Basisschnitten sehen wir, daß der, übrigens xenomorphe Pyroxen, deutliche Spaltbarkeit nach einem fast rechtwinkligen Prisma und außerdem schaligen Bau nach (100) sowie dadurch bedingte Teilbarkeit besitzt. In Längsschnitten nach (100) und (010) beobachten wir eine überaus feine Fasrigkeit parallel c, zuweilen auch Blättrigkeit, sowie eine in letzterer Richtung

[1]) Min. 1862, pag. 540.
[2]) Compt. rend. 1888, 107, pag. 302.

ausgebildete Lamellenstruktur. Zwillingsbildungen, insbesondere nach (100) häufig, so zwar daß die langprismatischen und großen Sammelindividuen der Länge nach in 2, 3 und 4 Teile geteilt sind und jeder derselben eine andere optische Orientierung besitzt; außerdem kommen Verwachsungen vor, welche auf morgensternähnliche Zwillingsbildungen hinweisen. An vielen Diopsiden wurde auch eine schöne Lamellierung parallel (001) beobachtet, welche unter × Nicols und beim Drehen des Objekttisches sichtbar wird und welche wohl augenscheinlich auf eine primäre Zwillingsbildung nach (001) zurückzuführen ist. An unserem Diopsid ist übrigens einfache Zonarstruktur allgemein verbreitet. — Die Lichtbrechung ist stärker als im Enstatit, das mittelhohe Relief wird erst bei starker Kondensorsenkung deutlich; die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der reingelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$, Achsenebene ist (010), die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Durchschnitten nach (010) mit den höchsten Interferenzfarben $c : c = 37^0$ im stumpfen Winkel β, $2\,V = 59—60^0$. Das Mineral ist nach diesem morphologischen und optischen Verhalten als Diopsid bestimmt worden.

Von besonderer Wichtigkeit ist jedoch die polysynthetische lamellare Verwachsung des Diopsids mit bald breiteren, bald überaus dünnen Lamellen oder Blättern, welche parallel (100) eingelagert und durch die geringere Doppelbrechung nach Maßgabe der grünen, blauen und violetten Interferenzfarben $\gamma—\alpha = 0{\cdot}024$ bis $0{\cdot}020$ herab gut unterschieden sind, wobei die gleichgroße Auslöschungsschiefe für parallele Verwachsung spricht; wahrscheinlich haben wir es mit einer Durchdringung des reinen Kalk-Magnesia-Pyroxens mit Lamellen von tonerdehaltigem Diallag zu tun. — Ferner ist in unserem Diopsid in allgemeiner Verbreitung zu finden eine gesetzmäßig lamellare Durchwachsung mit Enstatit in der Art, daß (010) des letzteren mit (100) des Diopsids zusammenfällt und die Prismenflächen beiden gemeinsam sind. Die Lamellen des Enstatits sind bald breit, bald sinken sie zu solcher Feinheit herab, daß sie bei stärkster Vergrößerung Haarsträhnen gleichen; dessenungeachtet unterscheiden sie sich leicht durch die weit niedrigere Doppelbrechung von dem Muttermineral, als auch durch die Lage der Auslöschungsrichtung im letzteren. Auch stückweise Einverleibung von Enstatit im Diopsid ist eine keineswegs seltene Erscheinung. Im untergeordneten Maße bekommen wir auch mikroklinähnliche Gitterwerke der feinhaarigen Enstatitlamellen im Diopsid zu sehen, welche wohl ebenfalls auf der Zwillingsbildung nach (001) beruhen dürften. Mitunter haben die geschilderten diopsidischen Verwachsungen viel Aehnlichkeit mit den perthitischen Verwachsungen der Alkalifeldspäte. Gleichwie der Enstatit, enthält auch der Diopsid einzelne Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet, jedoch sind diese nicht so häufig wiederholt und von geringerer Breite. —

Unser Diopsid zeigt nahe Verwandtschaft mit jenen Diopsiden, die früher Salit und Magnesiumdiopsid genannt wurden und nun nach der Nomenklatur W. Wahls[1]) „Augitbronzit“ zu nennen wären; diese

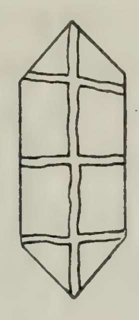
[1]) Tschermacks Min.-petr. Mitt. 1907, Bd. 36, pag. 118—122.

letztere ist aber nichts weniger als klar und durchsichtig, vielmehr schleppend und das Verständnis erschwerend. Für unseren lamellaren Diopsid, welcher durch die Interpositionen von Diallag und Enstatit ausgezeichnet ist, die stärkere Licht- und Doppelbrechung des Diopsids mit Diallagtextur verbindet, erlaubt sich der Verf. den Namen Andiopsid vorzuschlagen zum Unterschiede von dem gemeinen Diallag der anderen Peridotite auf unserem Zuge.

In dem gedachten richtungslos körnigen Gemenge von Enstatit und Andiopsid konstatierte ich zahlreiche Olivinkristalle, gewöhnlich in der nachstehenden Form (Fig. 13), auch bloß rundliche Körner oder Relikte derselben, die früher zu größeren Individuen gehörten. Im Dünnschliff fällt uns der farblose Olivin sofort durch sein hohes und rauhes Relief sowie die groben Spaltrisse parallel (010) auf. Nach dem Maße der Kondensorsenkung liegt die Lichtbrechung zwischen 1·8 bis 1·7, die Doppelbrechung ist stark, und zwar nach

Fig. 13.

Olivinschnitt nach (100).



Maßgabe der orangeroten Farben II. Ordnung auf (001) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}033$ in allen anderen Schnitten allerdings nur halb so stark $= 0{\cdot}017$. Die Kristalle sind in der Regel breit- und dicktaflig und sind von Spaltrissen parallel (010) oder von Sprüngen durchzogen. Auf diesen letzteren sieht man in allen Schnitten die Serpentinisierung ihren Anfang nehmen, auch dann wenn der Enstatit davon keine Spur zeigt, der Olivin fällt also auch hier zuerst zum Opfer. Im Beginn dieses Prozesses, sieht man die Olivinindividuen in zahlreiche Körner aufgelöst, dazwischen sich der Serpentin hindurchzieht. Aus dem an den Olivin angrenzenden Serpentin mit charakteristischer Maschenstruktur sehen wir, daß der Olivin früher in größerer Menge unter den Komponenten vertreten war, jedoch bereits zum größeren Teil im Serpentin untergegangen ist. Der Olivin enthält häufig Enstatit mit und ohne Diallaglamellen als Einschluß; in anderen Olivinen bemerkt man Diopsidlamellen eingewachsen, gewöhnlich derartig, daß (100) des ersteren, parallel (010) des letzteren liegt. —

Der Magnetit ist mit modellscharfen Oktaedern und Zwillingen davon, meist im Enstatit eingesprengt und parallel dessen Spaltrissen angereiht; oft ist er mit zerhabkten Formen dem Enstatit eingewachsen,

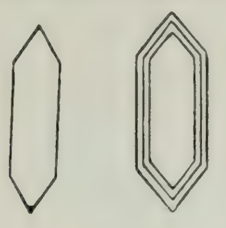
ersterer umwächst den letzteren dergestalt, als wäre der Enstatit im Magnetit eingeschlossen; desgleichen finden wir im Diopsid sehr zahlreiche Kristalle und zusammenhängende Aggregate desselben. —

Daneben ist die Menge des Chromit nicht unbedeutend, der in Form zahlreicher schwarzer an den Rändern mit brauner Farbe durchsichtiger Oktaeder, und zwar meist im Olivin anwesend ist. —

Kleine quadratische farblose Kristalle von hohen Brechungsquozienten gleich dem des Olivins, mit Spaltbarkeit parallel (100), zu Zwillingen und Zwillingsstöcken vereinigt, auch schlauchförmige Gestalten, vollständig einschlußfrei, sie gehören wohl zum gemeinen Spinell, der jedoch nicht isotrop, vielmehr verweist sein Verhalten unter × Nicols auf schwache Doppelbrechung, etwa derjenigen des Orthoklas entsprechend; gewöhnlich in der Nähe des Magnetits zusammengeschart. Dazwischen häufen sich ebenfalls quadratische Schnitte, schlauch- und zapfenförmige Gebilde eines grasgrünen Chlorospinells in gleichgroßer Menge, von etwas geringeren Brechungsquozienten, im Dünnschliff farblos, unter × Nicols intensiv smaragdgrün und isotrop erscheint.

Fig 14.

Zirkonschnitte parallel *c*.



Pyramidal prismatische farblose Kristalle von hoher Licht- und Doppelbrechung, die vereinzelt eingesprengt und in der vorstehend skizzierten Form (Fig. 14) ausgebildet erscheinen, sind als Zirkon erkannt worden, dieselben zeigen schöne pleochroitische Höfe und unter gekreuzten Nicols sehr lebhafte himmelblaue und orangerote Interferenzfarben. An den großen Kristallen beobachtete ich eine schiefe Auslöschung von $c : c = 25^0$, was mit den Beobachtungen über optische Anomalien übereinstimmen würde, denen zufolge Mallard den Zirkon zu den minetischen Kristallen stellt und für monoklin hält. — Da und dort findet man vereinzelte kurzleistenförmige Kriställchen von grellweißem Apatit zerstreut. — Feldspäte fehlen unserem Gestein gänzlich.

Soweit sich aus den vorhandenen Relikten schließen läßt, besaß das Ursprungsgestein bezüglich seiner Hauptgemengteile Implikationsstruktur mit porphyrisch hervortretenden Enstatiten; diese letzteren umschließen zum Teil resorbierte Olivine sowie anderseits die Diopside stark resorbierte Enstatite. Demzufolge gelangen wir bezüglich des Zdiarberger Lherzoliths zu der Kristallisationsfolge: Spinell, Chromit, Magnetit und Ilmenit;

— Olivin, — Enstatit und endlich Diopsid. Die Kristallisation jedes dieser Hauptgemengteile greift jedoch nach rückwärts über den Schluß der früher ausgeschiedenen Komponente hinaus. Die Bildung von Magnetit und Ilmenit hat jedoch bis zur Diopsidbildung angedauert, bei allmähliger Abnahme ihrer Menge.

Umwandlungen und Neubildungen.

Im Dünnschliff ist der Serpentin im reflek. Licht olivgrün, im transmitt. farblos; die Lichtbrechung ist gleich der des Kanadabalsams $n = 1·54$. Die Doppelbrechung nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0·005$, die Faserachse ist Richtung der kleinsten Elastizität, Die Mikrostruktur des Olivinserpentins zeigt in der Regel ein grobmaschiges Netz, worin die Netzschnüre aus angereihten Magnetitkörnern bestehen mit beiderseits den Schnüren angeschlossenem parallelfasrigem Metaxit, während die Balken durch isotropen Serpentins gebildet werden, das heißt dessen Doppelbrechung durch Kompensation auf Null gesunken ist. Die Mikrostruktur des Pyroxenserpentin ist gewöhnlich eng und kleinmaschig gestrickt, zuweilen aber grobmaschiger als Olivinserpentin. Oefters begegnet man noch Enstatite, die wohl ihre Formen bewahrt haben, aber gänzlich in weite Maschen von Faserserpentin umgewandelt sind, es sind dies die bereits obenerwähnten Perimorphosen von Serpentin nach Enstatit. Außerdem bemerkt man zahlreiche Relikte in Form von Lamellen und regellosen Lappen des Enstatits und Diopsids inmitten des Serpentins, welche uns über die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge hinreichend belehren. Dessenungeachtet sind von rechtwinkeliger Gitterstruktur, entsprechend der prismatischen Spaltbarkeit der Pyroxene, nur im Anfangsstadium Spuren vorhanden. Allgemein unterliegt der Serpentin von unversehrten Komponenten weg, gegen das Innere seiner ausgebreiteten Aggregate, einer fortschreitenden Verdichtung, er wird stetig kleinmaschiger und dichter gestrickt, die Doppelbrechung nimmt konstant ab, bis der größte Teil des Serpentins isotrop geworden ist.

Ein untergeordneter Teil des Serpentins ist Regenerationen zu Chrysotil unterworfen, dieser ist durch überaus feine Querfaserung, insbesondere aber durch höhere Doppelbrechung leicht erkennbar, welche ungefähr derjenigen des Quarzes gleicht und durch das Reinweiß der Interferenzfarbe dem Exponenten $\gamma - \alpha = 0·009$ entspricht.

Wir gelangen wohl nach den obigen Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß der Serpentinfels am Zdiarberge aus einem feldspatfreien Enstatit-Diopsid-Olivinfels, also Lherzolith hervorgegangen und gegenwärtig das dort herrschende Gestein als Lherzolithserpentin anzusprechen ist. Jedenfalls hätte unser Peridotit am Zdiarberg ursprünglich eine ähnliche Zusammensetzung wie der von Lacroix eingeführte Lherzolith von Weiher Lherz (Pyrenäen). Der Olivin ist in unserem Lherzolith in bald größeren, bald geringeren Mengen vertreten und dadurch, daß der Olivin allmählig ganz ausfällt, werden alle möglichen Uebergänge von olivinreichem Lherzolith nach dem olivinfreien Marchit vermittelt. —

Chemische Analyse des Lherzolithserpentins von der nördlichen Zdiarkoppe.

Die folgenden chemischen Analysen sind auf meine Veranlassung mit dem von mir gesammelten Gesteinsmaterial an dem bergmännisch-chemischen Laboratorium der Witkowitzer Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau durch den Chefchemiker Herrn R. Nowicki ausgeführt worden und benütze ich diesen Anlaß, um insbesondere der geehrten Direktion der Witkowitzer Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau, speziell dem k. k. Oberbergrat und Bergdirektor Herrn Dr. W. Fillunger für die Unterstützung ergebensten Dank auszusprechen, die mir dadurch zuteil wurde, daß die Analysen zu einem außerordentlich ermäßigten Tarife berechnet wurden. Gleichzeitig sei auch Herrn R. Nowicki für die Mühewaltung bei der präzisen Ausführung der Analysen herzlich gedankt.

Bei der Berechnung der Molekularprozente habe ich nach dem Vorgange von Osann für Eruptivgesteine und Grubenmann für kristalline Schiefer H_2O und CO_2 mit der entsprechenden Menge CaO in Abzug gebracht, der Rest auf 100 berechnet. Nachdem bei unseren magnetitreichen Gesteinen die Umrechnung des Fe_2O_3 in FeO als eine ziemlich willkürliche Manipulation erschien und zur Verstümmelung der Analysenergebnisse geführt hätte, so wurde Fe_2O_3 und Cr_2O_3 selbständig unter R ausgewiesen, welcher Gruppenwert sofort auf die Menge des im Gestein ausgewiesenen Magnetits schließen läßt. Alle übrigen Gruppenwerte sowie der Faktor K blieben unverändert.

Zur in Rede stehenden chemischen Analyse I des Lherzolithserpentins von der nördlichen Zdiarkoppe bei Nieder-Eisenberg wurde das Material von demselben Fundpunkt geschlagen, wovon die Stufen zur obigen makro- und mikroskopischen Untersuchung herstammen.

Analyse I:

	Gewichtsprozente		Molekularprozente
Kieselsäure SiO_2	38·48	43·72	37·77
Titansäure TiO_2	—	—	—
Tonerde Al_2O_3	2·06	2·34	1·19
Chromoxyd Cr_2O_3	0·85	0·97	0·33
Eisenoxyd Fe_2O_3	5·89	6·70	2·18
Eisenoxydul FeO	1·73	1·96	1·42
Manganoxydul MnO	Spur	—	—
Magnesia MgO	38·77	44·06	56·93
Kalkerde CaO	0·20	—	—
Kali u. Natron $K_2O + Na_2O$	0·21	0·25	0·17
Kohlensäure CO_2	0·19	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	—	—	—
Krist. u. Konst. Wasser H_2O	12·17	—	—
	100·55	100·00	100·00

Gruppenwerte:

$S = 37·78$, $A = 0·17$, $C = 0$, $F = 58·35$, $T = 1·02$, $R = 2·51$, $K = 0·64$.

Gesteinsformel:

$$s_{37\cdot8}\ a_{0\cdot0}\ c_{0\cdot0}\ f_{20}.$$

Wir sehen daraus, daß der halbserpentinisierte Lherzolithserpentin mit seinen vielen intakt gebliebenen Enstatit, Andiopsid und Olivin das Ursprungsgestein sowohl in mineralogischer als auch chemischer Richtung deutlich erkennen läßt, denn die Serpentinisierung bestand lediglich in der Aufnahme großer Wassermengen, wobei eine molekulare Umlagerung mit gleichzeitiger Volumzunahme einherging, dagegen die Zufuhr anderweitiger Stoffe nicht stattfand.

Aus der obigen Gesteinsformel erkennen wir daß unsere Gesteine mit dem Osannschen Typus Dun Mountains fast genau übereinstimmt, für welcher Typenformel berechnet wurde:

$$s_{35}\ a_0\ c_0\ f_{20}$$

für den Lherzolith von Baldissero gilt als Gesteinsformel

$$s_{41\cdot2}\ a_0\ c_1\ f_{19}.$$

Die Osann'schen Peridotittypen North Meadow Creek und Kaltestal (Harz) erscheinen als saurere Gesteine. Wir ersehen aus vorstehenden Gegenüberstellungen, daß unser Lherzolith vom Zdiarberge zu den basischesten Gesteinen der ultrabasischen Gesteinsfamilie der Peridotite gehört. Der mäßige Tonerdegehalt in der obigen chemischen Analyse rührt von den reichlichen lamellaren Interpositionen des Diallag, sowohl im Enstatit als auch im Andiopsid her, teils ist derselbe durch Spinellide bedingt. Der Gehalt an Chromoxyd steckt wohl zumeist im Picotit, teils im Chromit. Aus dem Gruppenwerte $S:F$ finden wir, daß dieses Verhältnis dem Werte 1·54 : 1 entspricht und sich dadurch dem Charakter der Orthosilikate nähert, wie sie in reinen Olivingesteinen vorliegen würden, welche dem Verhältnis 2 : 1 zu entsprechen hätten. Es ist damit der tatsächliche Beweis geliefert, daß sich wirklich Orthosilikate an der Zusammensetzung unseres Lherzoliths beteiligen, welche nicht nur aus Olivin bestehen, sondern daß auch die Pyroxene, namentlich der Andiopsid, wahrscheinlich zum Teil Orthosilikate sind.

d) Dunit am Nordabhang der nördlichsten Zdiarkoppe.

An dem Nordgehänge der letzten, beziehungsweise nördlichsten Zdiarkoppe fand Verf. ein gelbgrünes Massengestein in Blöcken umherliegend, das aus Olivin als Hauptgemengteil zusammengesetzt ist und nur geringe Spuren von Serpentinisierung aufweist; außerdem bemerkt man u. d. b. M. als Nebengemengteile: spärlich feinfasrigen Enstatit, nestförmig ausgeschiedenen Chromit und zahlreiche vereinzelte Körner und Kriställchen des Magnetits. Es ist merkwürdig, daß alle Mineralogen und Geologen Mährens bisher an solch hochwichtigen und handgreiflichen Dingen achtlos vorübergingen.

Solcher Peridotit muß wohl nach dem obigen Mineralbestande zum Dunit gestellt werden, zumal der Zdiarberger Lherzolithserpentin

durch steigenden Olivingehalt ausgezeichnet ist, dessen Maximum im vorliegenden Olivinfels erreicht wird, dergestalt, daß zwischen Lherzolith und Dunit alle möglichen Uebergänge vorliegen, die sowohl in der Natur als auch im Laboratorium verfolgt werden können.

Der Olivin in unserem Dunit ist grünlichgelb bis zitronengelb, selten lauchgrün, er ist keineswegs immer homogen, vielmehr zum Zerfall in Körneraggregate hinneigt bis zur Ausbildung von Olivingrus, oberflächlich entwickelt sich Maschenstruktur; als Nebengemengteil ist lang- und feinfasriger Enstatit mit starkem Perlmutter glanz hervorzuheben, der mit dem Olivin verwächst. Akzessorisch ist wenig Chromit und Magnetit; daher das Gestein ohne Einfluß auf die Magnetnadel ist. Serpentinbildung hat nur im beschränkten Umfange stattgefunden; schwarzgrüner Serpentin durchzieht nur in wenigen schwachen Striemen den Dunit; dabei wurde Kalzit und Chalcedon abgeschieden, welche das Gestein als Beschläge überziehen.

Ob der Dunit am Zdiarberg als selbständiger Stock vorkommt, oder ob es sich um schlierige Spaltungsprodukte in dem herrschenden Lherzolithserpentin handelt, läßt sich wegen der mangelhaften Aufschlüsse und der Vegetationsdecke nicht feststellen. Ich nehme mit Rücksicht auf die aus dem Niklesgraben vorliegenden Erfahrungen einen Dunitstock auch am Zdiarberg an.

Dünnschliff-Untersuchung des vorstehenden Dunits.

U. d. P. M. finden wir im Dünnschliff den makroskopischen Befund bestätigt, daß tatsächlich ein frisches Olivingestein vorliegt, worin der Olivin den fast ausschließlichen Hauptgemengteil bildet, während der Enstatit nur als Nebengemengteil anzusehen ist, der nur in wenigen noch dazu kleineren feinfaserigen Kristalldurchschnitten zwischen den großen Olivinkörnern eingekeilt auftritt.

Der Olivin ist fast ausschließlich in Körnern anwesend, die mitunter eine ansehnliche Größe erreichen, während die Zwischenräume Aggregate kleinerer Körner ausfüllen. Sehr häufig ist ein Zerfall der großen Olivine in einen kleinkörnigen Olivingrus zu beobachten, dessen Körner korrodiert erscheinen. Körner, die zu demselben Individuum gehören, sind durch ihre gleichzeitige Auslöschung leicht erkennbar. Schnitte parallel (100) zeigen ihre ausgezeichnete grobrissige Spaltbarkeit parallel (010) mit groben Quersprüngen annähernd parallel (001), welche Schnitte uns jedoch durch ihre geringe Doppelbrechung $\beta - \gamma = 0{\cdot}007$ auffallen, daher die Interferenzfarben über Klargrau nicht hinausgehen, mitunter sogar isotrop werden, wahrscheinlich infolge beginnender Umwandlung; in Basisschnitten dagegen grobe Zerklüftung parallel (010) unvollkommen nach (100), daher fortschreitender Zerfall in gerundete Körner; die Doppelbrechung auf diesen letzteren Schnitten hoch $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$, demzufolge die violettroten und orangeroten Interferenzfarben am Ende II. Ordnung. Auslöschung in der Hauptzone parallel zu den Spaltbarkeiten. Im Schliff vollständig farblos, stellenweise durch Chromit und anderen Erzstaub schwarz gefärbt bis zur Undurchsichtigkeit, infolge der hohen Lichtbrechung ($\beta = 1{\cdot}68$) hohes Relief, rauhe Oberfläche und dunkle Reflexionsränder.

Der Enstatit ist lediglich in Aggregaten kleinster Prismen vertreten, welche im Dünnschliff durch eine überaus feine Faserung parallel c charakterisiert sind, am besten erhalten in der Nähe der Erze, worin derselbe mitunter als Einschluß auftritt. Längere und schlanke sowie gebogene Prismen desselben in Klüften zwischen den zusammenhängenden Olivinaggregaten, was deutlich für die Sukzession Olivin vor Enstatit spricht.

Als drittgrößter Gemengteil an Menge ist der Chromit in großen unregelmäßigen Aggregaten und größeren Körnern zu bemerken; im Schliff schwarz opak, im refl. Licht (abgeblendeter Spiegel) deutlich kristallinisch körnig und schwach metallisch glänzend. Der Picotit ist bloß in braungelben, unregelmäßigen Körnern und schlauchförmigen Gestalten gegenwärtig und sparsam eingestreut.

e) Chlorit- (Pennin) -Fels als Umwandlungsprodukt des Peridotits am Taubenberg und Zdiarberg.

Vor Jahren ist der Verf. am Scheitel des Taubenberges auf große Blöcke von schwarzgrünem Serpentin in solcher Menge gestoßen, daß über das Anstehen im Untergrunde kein Zweifel obwalten kann. Die Aufschlüsse sind hier allerdings sehr mangelhaft, dessenungeachtet sind wir nach Analogie zu der Annahme berechtigt, daß wir es auch hier mit einem Teile des Serpentinstockwerkes Taubenberg—Zdiarberg zu tun haben.

Ein Teil der gedachten Serpentinblöcke bietet insofern ein ganz besonderes Interesse dar, als sie mit einer dicken Schale von stark perlmutterglänzendem, lauchgrünem, blättrigem Chlorit (Klinochlor?) eingehüllt sind. Daß neben dem Chlorit auch Strahlstein und Tremolit bei dieser Gesteinsumwandlung gebildet wurden, läßt sich an der bisweilen lebhaften Doppelbrechung, den deutlich fasrigen grünen Neubildungen erkennen. —

Hierher gehört wohl auch der von Kenngott eingeführte Pseudophit; derselbe bildet nach Lipold[1]) eine 2 bis 10 Klafter mächtige, von Amphibolschiefer begleitete Einlagerung im Gneise; es muß sich nur um ein untergeordnetes Vorkommen handeln, dessen Wiederauffindung am Zdiarberg nicht gelungen ist. H. Fischer[2]) welcher den Pseudophit im Dünnschliff untersuchte, fand, daß sich derselbe wie ein „polarisierender" Serpentin verhalte, in welchen zahlreiche Teilchen von Magnetit sowie Reste von Olivin und Enstatit eingeschlossen sind. Derselbe untersuchte wohl einen Serpentin, aber nicht Pseudophit. — H. Rosenbusch[3]), der ebenfalls den Pseudophit u. d. M. prüfte, fand weder die serpentinähnliche Struktur noch die Olivinreste, was für den Pseudophit zutreffend scheint. — V. v. Zepharovich[4]), der ebenfalls den Pseudophit an Dünnschliffen

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. X, pag. 227.

[2]) Krit. mikr.-min. Studien. 1. Fortsetzung 1871, pag. 33.

[3]) Mikr. Physiographie 1873, pag. 253.

[4]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 1874, pag. 10.

mikroskopisch untersuchte, unterscheidet eine helle und eine dunkle Varietät desselben und konstatierte in der ersteren lediglich eine „höchst feinkörnige Textur mit Aggregatpolarisation, dagegen die dunkle Varietät zur vorigen ein differentes Bild liefert"; außerdem erfahren wir, daß Olivin darin nicht gefunden wurde. Wie man sieht, lauten wohl diese Nachrichten dürftig, lückenhaft und weichen dem eigentlichen Hauptgemengteil aus.

Von dem Pseudophit liegt außerdem eine chemische Analyse von Karl v. Hauer[1]) vor, deren Ergebnisse wie folgt lauten:

Analyse II:

	Prozent
Kieselsäure SiO_2	33·51
Tonerde Al_2O_3	15·42
Eisenoxydul FeO	2·58
Magnesia MgO	34·41
Wasser H_2O	13·21
Zusammen . . .	99·13

Damit war der Nachweis erbracht, daß kein Serpentin, sondern ein dichter Pennin vorliegt, welcher angenähert der Tschermakschen Formel $Sp_3 Al_2$ entspricht, demzufolge auch Kenngott später seinen Pseudophit als einen dichten Pennin ansah. Früher wurde unser Zdiarberger Lherzolithserpentin mit dem in Rede stehenden Penninfels vielfach für identisch gehalten und demnach beide miteinander verwechselt, insbesondere von Zepharovich, wie ich den seinerzeitigen brieflichen Mitteilungen entnehme; aus den obigen optisch-mikroskopischen und chemischen Untersuchungen geht jedoch ihr grundlegender Unterschied hervor. —

Verf. ist der Ansicht, daß die vorstehend geschilderten Chloritgesteine am Taubenberg und Zdiarberg auf einen hornblendereichen Peridotit als Ursprungsgestein hinweisen. Wir werden unten folgend einen ternären Peridotit kennen lernen, der wesentlich aus Olivin, Enstatit und Hornblende zusammengesetzt ist und Weigelith genannt wird, welcher als Umwandlungsprodukte neben untergeordneten Serpentin hauptsächlich Strahlsteinfels und Chloritschiefer, beziehungsweise Chloritfels liefert. Verf. vermutet nun, daß unser Stockwerk am Taubenberg und Zdiarberg wohl hauptsächlich aus Lherzolith bestanden hat, daß jedoch darin Spaltungsgesteine nicht nur von Marchit, sondern auch von Weigelith vorkommen, die an dem Hauptgestein schlieren- und stockförmig ausgeschieden und in der metasomatischen Periode speziell der letztere zu Chlorit-, beziehungsweise Penninfels umgewandelt wurde. —

[1]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1855, 16. Bd., pag. 170.

f) Pegmatitgänge des Serpentinstockwerkes am Zdiarberg und der Goldkoppe.

Nach Maßgabe unserer Untersuchungen und der älteren Literatur[4]) wird unser Lherzolith-Serpentin sowie der damit schlieren- und stockförmig verknüpfte Marchitserpentin auf den Felskegeln des Zdiarberges und auf der Goldkoppe von Pegmatitgängen durchsetzt, worin die folgende reiche Mineralassoziation einbricht: Malakolith bis 5·5 *cm* lange Säulen, Baikalit in kleinem XX und Salit, Diopsid und Fassait XX; Adular XX und Amazonenstein Kristalle und spätige Aggregate, Zirkon kleine Kristalle auf Schriftgranit, Titanit undeutliche XX, Turmalin(Schörl) und endlich Speckstein als Verwitterungsprodukt des Malakoliths; nach Kolenati und Oborny auch Gudolinit(?).

Weiters wird berichtet: „Auf den Klüften des Zdiarberges" sekundär: Albit kleine Kristalle, zum Teil Periklin auf Epidot. Chalcedon findet man auf dem Waldwege, der von den Eisenhütten zu Aloistal in die nördliche Partie des Zdiarberges führt in bedeutender Menge, er ist schön milchweiß und traubig. — Nach Melion kommt „bei den goldenen Löchern" Malakolith in diskordant gelagerten Säulen mit Feldspat und Quarz zusammen vor.

Verf. hat am Zdiarberge Plagiaplite aufgefunden, welche gangförmig den Lherzolithserpentin durchtrümmern, sie bestehen vorherrschend aus feinkörnigem, farblosem, basischem Plagioklas, Quarz fehlt gänzlich, Muskovit ist sehr spärlich; dasselbe gilt von der blaßgrünen Hornblende, welche lediglich in kleinen Einsprenglingen verbreitet ist; ganz untergeordnet sind Körner von Magnetit und Blättchen von Ilmenit. Es sind dies wohl die salischen Nachschübe des gabbroiden ultrabasischen Restmagmas. Die Gänge aber, welche die obigen schönen und seltenen Mineralien berherbergen, wodurch die Minelalfundstätten am Zdiarberg und der Goldkoppe seinerzeit berühmt geworden waren, bestehen aus grobkörnigen Granitpegmatiten, wie wir solche auch in dem gesellschaftlichen Serpentinbruche am Ostausgange von Buschin beobachteten. —

Harzburgitserpentin auf der „Homulkahöhe" südwestlich von Hosterlitz.

Dieses dem Zdiarberger Serpentinstockwerk benachbarte, jedoch von ihm abgetrennte Vorkommen liegt auf der bewaldeten Anhöhe „Homulka" bei Ober-Hosterlitz, wo bei den letzten Häusern ein Feldweg links gegen den Zdiarberg und rechts nach der gedachten Anhöhe in ungefähr 2 *km* südwestlicher Entfernung führt, daselbst der Serpentinfels in zahlreichen Felshöckern zutage tritt und am Scheitel der Anhöhe einen parallel zum allgemeinen Streichen h 2 gestreckten Fels-

---

[4]) Siehe Fried. Kolenati, Die Mineralien Mährens und Oesterr.-Schlesiens. Brünn 1854. — V. v. Zepharovich, Min. Lex. Oesterreichs. I. Bd. 1790—1857, II. Bd. 1858—1972, III. Bd. 1874—1891. — J. Melion, Mährens und Oesterr.-Schlesiens Gebirgsmassen. Brünn 1895.

riegel bildet, dessen streichende Länge schätzungsweise 250 *m*, dagegen die darauf senkrecht gemessene Breite ungefähr 120 *m* beträgt.

Außer den natürlichen Aufschlüssen, gewährt der Steinbruch auf dem Grunde des Bauern Kobek gute Aufschlüsse; leider ist der Steinbruch, welchen eine Steinindustrie-Gesellschaft auf diesem Serpentinvorkommen betrieben hat, seither wieder zum Stillstand gekommen, und zum Teil verstürzt worden, weil die Steinqualität bei der Schleifarbeit wegen der darin enthaltenen Relikte der Ursprungsmineralien nicht entsprochen hat. Soweit man nach den vorhandenen Aufschlüssen urteilen darf, zeigt der Serpentinfels steil gegen NW fallende Bankung und ist durch zahlreiche Längs-, Quer- und Kreuzklüfte zerschnitten, was die Erzeugung größerer Werkstücke hindert, beim Steinbruchsbetrieb nur polyedrische, nichts weniger als lagerhafte und schließlich fast rundliche wollsackähnliche Trümmer und Blöcke fallen. —

Der oben skizzierte Felsriegel dacht flach gegen NNW ab und fällt steil gegen SSO ab, ein Verhalten, das wir auch an den Felskegeln des Zdiarberges beobachtet haben und dem wir auch noch an anderen Serpentinstöcken auf unserem Zuge begegnen werden. Der Steilabfall am Liegenden ist durch Abbruch der Felsköpfe bedingt, welcher Längsklüften folgt; die flache Abdachung am Hangenden hingegen wird durch das Einfallen der Serpentinbänke hervorgerufen.

Eine Fortsetzung des Zdiarberger Serpentinstockwerkes bedeutet unser Vorkommen auf der Homulkahöhe für keinen Fall, dasselbe ist vielmehr gegenüber dem ersteren 300 *m* in das Hangende versetzt, so daß die erwähnten Serpentinmassen ohne Verbindung sind und in dem serpentinleeren Zwischenmittel sich der Graben ausgewaschen hat, der von Ober-Hosterlitz gegen den Johannberg hinaufzieht (Kote 601).

Der geschilderte Harzbugitserpentinstock wird in seinem nordöstlichen Fortstreichen durch mächtige Feldspat-Amphibolite ersetzt, welch letztere sich auch in seinem Hangenden ausbreiten; weiterhin folgen jedoch hier wie am Liegenden mächtige Hornfelse, so daß wir die Ueberzeugung gewinnen, daß der Serpentinstock in den herrschenden Hornfelsmassen sitzt. Im Hangendhornfels schalten sich jedoch außer den Amphiboliten auch noch Gneisglimmerschiefer dem ersteren ein, während der lange dioritisch-gabbroide Ganglakkolith in nächster Nähe, das heißt in einer Entfernung von bloß 0·3 *km* vorbeistreicht.

Unter den bisher betrachteten Serpentinfelsen ist der von der Homulkahöhe durch seinen besonders hohen Olivingehalt, beziehungsweise dessen Relikten ausgezeichnet, womit das Gestein mitunter völlig gespickt erscheint, so daß wir zu der Vorstellung gelangen, daß der Serpentinfels wesentlich aus Olivin hervorgegangen sei, weil bis auf sparsame Enstatitreste andere Relikte fehlen. Die Olivinindividuen sind in der Regel erbsen- bis haselnußgroß, ausnahmsweise erreichen sie Walnußgröße, sie zerfallen gern zu einem Körneraggregat, das weiter fortschreitend zu Grus zerspringt. Gewöhnlich erscheinen unsere Olivine von Serpentin durchädert, welch

letzterer Maschenstruktur besitzt, das Innere der Maschen napfförmig ausgehöhlt. Im Innern der großen Olivine werden Einschlüsse von langprismatischem Enstatit beobachtet. —

Der Enstatit ist in einzelnen formlosen großen Individuen, selten in schlanken Prismen vertreten, welche stets eine vollkommene langprismatische Spaltbarkeit nach (110) darbieten und die Fasrigkeit des Minerals bedingen und auf der gleich vollkommenen Teilungsfläche (100) durch den bekannten metallartigen Perlmutterglanz gekennzeichnet erscheinen. Schlanke Prismen des Enstatits begrenzt von (100) . (010) mit grober Querabsonderung ⊥ durchspießen gern den Olivin. — Als Nebengemengteile sind insbesondere zu nennen: Chromit in größerer Menge in Form von Nestern im Serpentin ausgeschieden, derselbe ist blättrig und kleinkörnig, eisenschwarz bei starkem Metallglanz durch Verwitterung mattbraun; in seiner Gesellschaft findet sich gern der Magnetit; derselbe ist als Oktaeder und Körnchen durch das ganze Gestein eingestreut, jedoch nur in beschränkter Menge, daher unser Serpentinfels keine Einwirkung auf die Magnetnadel äußert. Nach diesen Komponenten zu schließen würde dieser Serpentinfels makroskopisch größtenteils von einem Harzburgit abstammen, welcher in der Richtung nach enstatitführenden Dunit differenziert. —

Als Umwandlungsprodukte dieses Gesteins sind anzuführen: Gemeiner Serpentin, Leukophit und spärlich Talk. Der Serpentin ist dicht und amorph, schwarzgrün bis ölgrün, ersterer mit Magnetit mehr oder weniger eingesprengt, dagegen die hellgrüne Abart erzfrei ist. Peripherisch verwittert der Serpentin zu sphärolitisch struiertem Leukophit mit Magnetitkranz an jedem Korn, welcher die mikroskopische Grundanlage unseres Serpentins aus Rotationselypsoiden deutlich zum Ausdruck bringt. Der Leukophit ist schneeweiß und in dem Maße dicht und amorph, daß er selbst im Durchfallicht und in den kleinsten Körnchen undurchsichtig bleibt; dagegen der gemeinn Serpentin im transmitt. Licht nicht zu dicken Spaltblättchen stets hellgrasgrün bis farblos herab und vollkommen durchsichtig ist. Die Leukophitbildung schreitet stets von außen nach innen fort.

Die Olivinreste in unserem Serpentinfels, speziell derjenige Teil, der in einen Olivingrus zerfallen erscheint, geht der sofortigen Umwandlung in Leukophit entgegen, dieser läßt alsdann die narbige (napfförmig ausgehölte) des Olivingruses deutlich erkennen; jedenfalls kann man daraus auf die frühere stärkere Beteiligung des Olivins an der Gesteinszusammensetzung schließen.

Hier und dort stößt man in dem eingangs erwähnten Serpentinbruche auf grasgrüne Gesteinspartien, es sind dies Gemenge von Olivinen, die wie gewöhnlich zu einem feinkörnigen Aggregat zerfallen sind, lauchgrünen formlosen Serpentin, schneeweißen Leukophit sphärolitischer Struktur, nebst untergeordnetem Talk, Nestern von Chromit und eine größere Menge von ausgeschiedenem Magnetit, allüberall eingesprengt. — Der hier und dort unter den Neubildungen in untergeordneter Menge vorkommende Talk ist silberweiß, muskovitähnlich und bildet größere und kleinere perlmutterglänzende Schuppen.

Regenerationen des Serpentins zu Chrysotil begegnen wir auf den großen Strukturflächen des Gesteins sowohl, als auch auf allen Klüften, Adern und Spalten desselben; der Chrysotil ist seidenglänzend, schwarzgrün bis hellgrasgrün, bläulichweiß bis reinweiß als Millimeter bis viele Zentimeter lange Fasern, meist senkrecht auf die Kluftflächen angeschlossen. Auf den großen Strukturflächen der Bankung und groben Zerklüftung ist der feinfaserige Chrysotil parallel gequetscht, durch die Spannungen, welche infolge der Volumzunahme bei der Serpentinbildung ausgelöst wurden, als dann die gedachten Flächen, spiegelnden Rutschflächen, sogenannten Harnischen gleichen. Auch während der Chrysotilbildung hat sekundäre Magnetitausscheidung angehalten, daher der Chrysotil mit vielem Magnetit als Kriställchen und derbe Lagen durchsetzt ist. —

Die normale Verwitterung als Folge der Atmosphärilienwirkung führt zur Ausscheidung des Chalcedons und Kalzits in Form von Beschlägen gleichwie von Oxydationsprodukten der Erze.

Der für die Steinbruchsindustrie vor allem anderen wichtige kompakte dunkle Serpentinfels ohne Mineralreste ist leider nicht in der Menge vorhanden, daß sich der Steinbruchsbetrieb lohnen würde, zu welchem Zwecke der Serpentinfels möglichst homogen und einschlußfrei sein muß. Unser kompakter Serpentinfels ist nahezu frei von Relikten des Ursprungsgesteins, davon nur noch die Erze, und zwar der Chromit in zahlreichen Nestern und den allerorten eingesprengten Magnetit enthält. Von Neubildungen ist darin nur der Chrysotil auf Klüften und Absonderungsflächen zu sehen. —

Dünnschliff-Untersuchung des Harzburgit-Serpentins.

Das Dünnschliffbild u. d. P. M. bestätigt im großen und ganzen die obigen makroskopischen Untersuchungsergebnisse unter Mithilfe des binok. M. Wir müssen jedoch im Dünnschliff eine stärkere Beteiligung des Enstatits an der Gesteinszusammensetzung konstatieren, als dies makroskopisch den Anschein hatte. Die Serpentinisierung ist zwar ziemlich weit fortgeschritten, dessenungeachtet haben sich von den Hauptgemengteilen Olivin und Enstatit erhalten, die uns gestatten, mit Sicherheit auf das Ursprungsgestein zurückzuschließen: es liegt ein binärer Peridotit vor, der zum Harzburgit gehört.

Der Olivin ist vorwaltend in Form von Körnern anwesend, peripherisch durch Serpentin abgenagt und seine frühere Kristallform zerstört; Schnitte nach (100) zeigen stets grobrissige vollkommene Spaltbarkeit nach (010), Schnitte nach (001) bieten dieselbe Spaltbarkeit dar und eine regellose Zerklüftung annähernd senkrecht dazu; erstgedachte Schnitte zeigen weit geringere Licht- und Doppelbrechung, daher die niedrigen Interferenzfarben, dagegen in letzterem Schnitte die Lichtbrechung $n = 1 \cdot 67$; die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0 \cdot 036$ daher die überaus lebhaften Interferenzfarben; demzufolge speziell die Oberfläche solcher Schnitte runzlig und rauh sowie dunkle Reflexionsränder aufweist.

Im Dünnschliff ist unser Olivin völlig farblos, was ihn aber besonders merkwürdig erscheinen läßt, ist seine ausgezeichnete Zwillingsbildung nach verschiedenen Gesetzen; es sind teils Penetrationszwillinge, oft mehrfach wiederholt, teils Durchdringungen des Wirtes mit einem anderen davon verschieden orientierten Individuum, dessen einzelne Kristallstücke durch ihre einheitliche Orientierung die Zugehörigkeit zu demselben Individuum bekunden. Zur sicheren Feststellung solcher Verwachsung sind Schnitte nach (100) geeignet, hierbei legen die Subindividuen ihr (001) in die Ebene von (100) des Wirtes, alsdann schneiden sich die Auslöschungsrichtungen unter $\sphericalangle c : c = 61^0$, was auf (011) als Zwillingsebene schließen läßt; wieder andere Durchdringungen zeigen zwei aufeinander senkrechte Auslöschungsrichtungen $\sphericalangle c : c = 90^0$, jedenfalls liegen rechtwinklige Durchkreuzungszwillinge vor. Schließlich ist noch hervorzuheben, daß ein Teil der größeren Olivinkörner nicht homogen ist, vielmehr ein Zerfall in zwei bis drei und mehr Teilindividuen verschiedener Orientierung, beziehungsweise Auslöschung aufweist, welche teils zur vollkommenen Spaltbarkeit parallel sind, oder aber sehr unregelmäßig begrenzt und ineinander verzahnt erscheinen.

Ein Teil der großen Olivine ist teils von einzelnen Nadeln des Aktinoliths durchspießt oder diese scharen sich zu Bündeln zusammen, auch sieht man mehrere stärkere, aber kürzere Prismen des Aktinoliths im Olivin stecken, deren Basisschnitte sich in der Regel durch ihre Form ∞P (110) deutlich zu erkennen geben, terminal von (001) begrenzt oder daselbst abgebrochen sind. Der Aktinolith ist farblos, Spaltbarkeit nach (110) vollkommen, die langen Nadeln haben grobe Querabsonderung $\perp c$, Lichtbrechung mäßig $n = 1{\cdot}63$, Doppelbrechung stark $\gamma - \alpha = 0{\cdot}029$, nach Maßgabe der grünlichgelben Interferenzfarben II. Ordnung, Achsenebene ist (010), die optische Orientierung $\sphericalangle c : c = 15^0$ im spitzen $\sphericalangle \beta$. Zonarstruktur mit schwächerer Doppelbrechung im Kern und stärkerer in der Hülle. Das Mineral ist somit Aktinolith, der vielleicht als „Reaktion rims" von Enstatit auf Olivin aufzufassen ist, oder dem Pilit verwandte Neubildungen. Wir werden aber weiter unten Peridotite, den sogenannten Weigelith, kennen lernen, welcher große Mengen einer neuartigen farblosen Hornblende und farblosen Aktinolith als primäre Hauptgemengteile führt.

Im Dünnschliff finden wir (wie bereits oben erwähnt), daß der Enstatit an Menge so stark vertreten ist, daß er im Ursprungsgestein die Rolle eines wesentlichen Gemengteils spielte und mit dem Olivin durch Implikationsstruktur verbunden ist, wodurch die beiden Hauptgemengteile das Bild inniger Verflechtung darbieten. Jedoch zeigt unser Enstatit in diesem Gestein fast durchwegs kleinkristallige Ausbildung, daher die Schnitte parallel c nur als kurze Leistchen mit dachförmiger Zuschärfung an beiden Enden auftreten oder stumpf mit (001) endigen; diese sind parallel c überaus feinfaserig, die Fasern sehr oft tordiert, das heißt mehrfach gedreht; auch sind darin häufig Lamellen des Ilmenits parallel (110) eingeschaltet. — Im Schliff farblos, die Lichtbrechung mittelmäßig hoch, $n = 1{\cdot}67$, Doppelbrechung nicht stark, etwa gleich der des Quarzes

$\gamma - \alpha = 0{\cdot}009$, daher die gelblichweißen Interferenzfarben. In Schnitten nach (100) mit ihren graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}005$, welche größeren Enstatiten angehören, wurde eine Verwachsung mit Lamellen eines monoklinen Pyroxens derartig beobachtet, daß (100) des ersteren parallel liegt mit (010) des letzteren, die Lamellen erscheinen jedoch unscharf, verschwommen und deren Verwachsungsart perthitähnlich.

Betreffs der Erze: Chromit, Ilmenit nebst Magnetit wurde beobachtet, daß einzelne Olivinschnitte in dem Erze in zahllosen kleinsten Körnchen enthalten sind, andere sind mehr oder weniger frei davon, oder dieselben sind zu großen Klumpen konzentriert. Außer der oberwähnten lamellaren Verwachsung von Enstatit als Wirt mit Ilmenit und umgekehrt die Erze als Wirt mit zahlreichen Kriställchen des Enstatits als Einschluß. Unter den Akzessorien ist auch der Apatit gesehen worden, der nur in einzelnen schlanken und dünnen Prismen im Schliff umherliegt. —

Der Serpentin bietet nichts Bemerkenswertes dar, er ist normal als Mikrometaxit und Mikropikrolith ausgebildet, feinfasrig doppelbrechend, durchädert von isotropen Balken und mit Erzen maschenförmig eingesprengt. Die Fasern zeigen zu ihrer Längsrichtung parallele und senkrechte Auslöschung, sie ist jedoch unscharf und verschwommen. Der Serpentin schreitet nicht nur von außen gegen das Innere der Olivine, sondern auch auf einzelnen besonders breiten Klüften und Spaltrissen vor.

Serpentinfels am Ostgehänge des Römerberges oberhalb der Eisenbahnstation Hannsdorf.

Nächst dem Heizhause der Station Hannsdorf zweigt ein Waldweg gegen die idyllisch gelegene Kolonie Weinberg am Ostgehänge des Römerberges (Kote 666 *m*) ab. Auf diesem Fahrwege findet man den Serpentinfels in vielen Stufen, Trümmern und Blöcken umherliegen, welche sehr wahrscheinlich aus geringer Entfernung zur Wegbesserung zugeführt wurden. Links am Wege steht der charakteristische muskovitreiche Schiefergneis im Hohlwege zutage an, der letztere übergeht sodann im Liegenden durch Gneisglimmerschiefer in echte Phyllite und Tonschiefer. In kurzer Entfernung gehen hier im Hangenden jene Amphibolite durch, welche bereits einen Bestandteil des großen Dioritgabbroganges an seinem Liegendsaalbande bilden.

Der Serpentinfels ist ein überaus dichtes mattschwarzes Gestein, darin man da und dort rundliche, zum Teil korrodierte Olivinkörner sowie Spuren von erhalten gebliebenen Diallagblättchen und sehr spärlich Enstatitstengel wahrnimmt, akzessorisch erscheint metallischglänzender Chromit in der Serpentinmasse regellos verteilt.

Es ist dem Verf. trotz eifriger Begehung des stark koupierten Terrains nicht gelungen, den dort sicherlich anstehenden Serpentinfels aufzufinden.

In der „geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge“ und den Erläuterungen hierzu von Just Roth sind in der Nähe der Mündung der Graupa in die March, am Wege der westlich der Hannsdorfer Kirche abzweigt, umherliegende Blöcke von Serpentin angegeben, die dort auf Glimmerschiefer liegen, jedoch anstehend nicht beobachtet wurden. Verf. hat diese Serpentinblöcke dort nicht mehr vorgefunden.

Olivinführender Marchitserpentin am Ostgehänge des Kirchberges bei Ebersdorf.

Der westlich Ebersdorf gelegene Kirchberg (Kote 639 *m*) erhebt sich steil aus dem tief eingeschnittenen Graupatal; an seiner östlichen Abdachung liegt links am Wege von Ebersdorf zur Graupa jenes bisher gänzlich unbekannt gebliebene Serpentinvorkommen, das sich aus seiner Umgebung als ein beiläufig 100 *m* langer und 40 *m* breiter bewaldeter Felsriegel erhebt und als eine wild zerklüftete Felsmasse zutage tritt, welche mit ihrer Längserstreckung nach $23^1/_2$ h orientiert erscheint. Während die nördlich benachbarten Weigelithstöcke am Weigelsberge rings umher im Gneisglimmerschiefer stecken, ist der Ebersdorfer Serpentinstock am Kirchberg ungefähr an der Grenze von rostbraunem Gneisglimmerschiefer im Liegenden und weißlichem Andalusithornfels im Hangenden aufgebrochen; der letztere unterteuft unmittelbar mächtige Amphibolite am Liegendsaalbande unseres Dioritgabbroganges, lagert also in dessen innerer Kontaktzone. Die rostbraunen Gneisglimmerschiefer im Liegenden übergehen ostwärts der Ebersdorfer Kirche in Phyllite und Tonschiefer, welche letztere alsdann in Ober-Ebersdorf und Ober-Hannsdorf mächtige dunkelblaue unterdevonische Kalksteine in ihren Schichtenverband aufnehmen. Die innere Kontaktzone der Hornfelse hat daselbst eine Breite von 300 *m*, die äußere der Gneisglimmerschiefer eine solche von 800 *m*, zusammen 1·1 *km* (siehe das Querprofil Abbildung 4, pag. 31).

Diesen wichtigen Fundort erreicht man auf dem kürzesten Wege von der Eisenbahn-Haltestelle Hohenseibersdorf nach halbstündiger, allerdings steil ansteigender Wanderung, wohl aber auf schattigem Waldwege.

Der frische Serpentinfels dieses Vorkommens ist makroskopisch ein dichtes, sehr festes, jedoch sprödes, daher leicht zersprengbares Gestein, matt schwarzgrün, arm an Relikten der Ursprungsmineralien, geringes spezifisches Gewicht, eisenarm, daher ohne Einfluß auf die Magnetnadel, was durch die geringe Menge des dem Serpentin staubförmig eingesprengten Magnetits bedingt wird. Dessenungeachtet bemerken wir jedoch u. d. binok. M., daß sich unser Serpentinfels stellenweise als ein überaus feinkristalliges Gewebe von Diallag und Enstatit darstellt, darin sind da und dort einzelne Olivinkörner eingestreut; ferner finden sich im Serpentin in Form von Nestern ausgeschieden körnigblättrige, stark metallisch glänzende Aggregate von eisenschwarzem und braunem Chromit.

Der gemeine Serpentin ist im Gegensatz zu dem der übrigen Vorkommen in weit geringerer Menge von staubförmigem

Magnetit erfüllt, so daß er weniger lichtundurchlässig wird, meist in Splittern und Spaltblättchen, sowie an den Kanten durchscheinend bis durchsichtig ist; im Bruche glanzlos und matt, uneben bis muschlig, selten splittrig; im Auffallicht schwarz- bis lauchgrün, im Durchfallicht weingelb bis farblos; derselbe bildet oft die Hauptmasse des Gesteins (kompakter Serpentinfels).

Regenerationen des Serpentins zu Chrysotil und Asbest sowie Umwandlung zu Leukophit insbesondere von der Oberfläche aus, sind in diesem Gestein häufiger als sonst. Insbesondere wird derselbe von Chrysotil in zahlreichen Adern und Trümmern durchzogen, letzterer ist schwefelgelb, bläulichgrün bis grünlichweiß, durchscheinend, mit muschligem glattem, teils fettglänzendem, teils mattem Bruch, $H = 3·5—4·5$; u. d. binok. M. bekommt man den lagenförmigen, achatähnlichen Aufbau und die deutlich parallelfaserige Textur zu sehen, wobei die Fasern sehr fein und parallel, teilweise vielfach verbogen sind. Im Gegensatze zum gemeinen Serpentin enthält der Chrysotil nur vereinzelte Magnetitkörner, wohl aber sind seine achatähnlichen Lagen stets durch eine dünne Magnetitschnur voneinander getrennt —.

Derselbe schwarzgrüne Serpentin wird außerdem von vielen 5—15 *mm* dicken Schnüren und Adern eines weichen biegsamen Serpentinasbests durchzogen; es sind dies makroskopisch überaus dünnstengelige und feinfaserige, zum Teil holzähnlich struierte Aggregate, die stets senkrecht auf den Spaltenwänden stehen, von hellgrünlicher, gelblicher oder weißlicher Farbe und ausgezeichnetem Seidenglanz. Speziell am südlichen Ende des oben skizzierten Felsriegels hat Verf. zahlreiche Stufen von prächtigem Serpentinasbest gefunden, dessen feine parallele Fasern eine Länge bis 25 *cm* erreichen und im Querschnitte Prismen von $\measuredangle$ 50° bilden, mit amphibolisch vollkommener Spaltbarkeit. An manchen dieser Stufen sind noch jene Ueberreste von amorphem Leukophit zu sehen, aus dem der Asbest hervorging und uns über den Ursprung und die Zugehörigkeit dieses Asbests zum Serpentin sicher belehren. Solche schöne Asbeststufen verdienen einen Platz in jeder Sammlung.

Nachdem der Diallag der Serpentinisierung den nachhaltigsten Widerstand entgegensetzt, so ist derselbe in diesem Serpentinfels unter den Relikten der Ursprungsmineralien noch am häufigsten vertreten; er ist stets mehr oder weniger groß- und parallelschuppig und mit einem starken metallischen Perlmutterglanz auf der Teilbarkeitsfläche (100) ausgestattet.

Der Enstatit ist meist in kurzen gedrungenen Prismen oder unregelmäßigen Körnern ausgebildet, auch fällt er uns sofort durch seine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) auf, sowie den Seidenglanz auf der Fläche vollkommene Teilbarkeit (100). Da und dort beobachtete Verf. in der Serpentinmasse Kristallhäufchen bestehend aus innig verwachsenem Enstatit und Diallag nebst Olivin. —

In einem ziemlich stark modifizierten Serpentinfels, den Lehrer Herr Rudolf Hanke (Goldenstein) auf dem an unserem Serpentinstock vorbeiführenden Feldwege gefunden hat, sind bis 35 *mm* lange und 4 *mm* dicke schlanksäulenförmige Enstatitkristalle

eingewachsen, welche jedoch teilweise bereits in Chrysotil umgewandelt erscheinen. In anderen Stufen von diesem Fundort geht der Enstatit der Umwandlung in grünlichgelben Bastit entgegen. Mitunter ist der groß individualisierte Enstatit aufgelöst in ein Aggregat kleinerer Bastitindividuen, deren einheitlich orientierte Faserung die ursprüngliche Zusammengehörigkeit bekundet. Der Bastit enthält vereinzelte Magnetite der Form (111), meist Körner, selten zu Haufen versammelt. Der Bastit liefert auch in diesem Falle eine Modifikation des Enstatits in der Richtung nach dem Serpentin.

Die Stufen von demselben Fundpunkte enthalten außerdem im Serpentin eingesprengt Bronzit, teils in Form bronzefarbiger Blättchen und Schuppen, teils als 5—8 *mm* lange und 3 *mm* dicke Kriställchen der Form (100) . (010) mit faseriger Endausbildung und vollkommener Spaltbarkeit nach (110), die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert.

Der herrschende Serpentinfels verwittert an seiner Oberfläche und den Strukturflächen zu einer schneeweißen, sphäroidisch struierten Masse, dem Leukophit, dessen zahllose Sphäroide durch Verwitterung um so deutlicher hervortreten, von Magnetitkränzen umschlossen werden und solcherart ein zartes eisenschwarzes Geäder auf weißem Leukophitgrunde vorstellen. Der Leukophit ist weich ($H = 1$), fühlt sich fettig an, ist glanzlos und mattt, hängt nicht an der Zunge und wird von kalter Schwefelsäure leicht zersetzt. —

Dünnschliff-Untersuchung des modifizierten Marchitserpentins am Kirchberg westlich Ebersdorf.

Zu diesen Dünnschliffen wurde das zuerst von Herrn Lehrer Hanke am Wege unterhalb dem Felsriegel gefundene Stufenmaterial verwendet. Wir überzeugen uns auch im Schliff, daß sich dieser Serpentinfels in einer weit fortgeschrittenen Umwandlung zu Bastit, Serpentin und Chrysotil befindet. Dessenungeachtet sind in dem Gestein zahlreiche Relikte von homogenem Enstatit enthalten, wohl sind es im allgemeinen recht bescheidene Reste früher größerer Individuen des gedachten Minerals; sie liegen gewöhnlich nächst dem Ilmenit, mit dem sie auch innig verwachsen sind. Außerdem fallen uns im Schliff große Kristalle von Enstatit und Diallag auf, welche den bereits von Buschin und dem Zdiarberg her bekannten polysynthetischen Aufbau aus parallelen Lamellen von Enstatit mit Diallag erkennen lassen. Die vorhandenen Schnitte davon liegen parallel (010) des Enstatits, während die Diallaglamellen mit ihrem (100) dazu parallel sind. Die Enstatit-Diallaglamellen sind mehrfach gebogen und zeigen undulöse Auslöschung, gewöhnlich herrschen die Enstatitlamellen vor, dagegen die Lamellen des Diallag ihrer Zahl und der Breite nach zurückstehen; in anderen Kristallen bemerkt man auch den umgekehrten Fall, so daß der Diallag mit wesentlich breiteren und vorherrschenden Lamellen vertreten ist, welches Verhältnis an Perthit und Antiperthit erinnert. Die Art der Verwachsung eines Teiles solchen Enstatit-Diallags erinnert in der Tat, wie wir sie vom Perthit und Antiperthit her kennen; hierzu

tritt in manchen dieser Schnitte die bekannte Zwillingsbildung nach $^1/_4$ *P* ∞ (104), wodurch eine mikroklinähnliche Gitterstreifung hervorgerufen wird. Neben diesen lamellaren Verwachsungen von Enstatit und Diallag bekommen wir auch solche von Enstatit mit Ilmenit in zahlreichen Durchschnitten zu sehen, wobei die Ilmenitlamellen parallel (100) des Enstatits eingeschaltet sind. Die Licht- und Doppelbrechung wie am Zdiarberger Enstatit, und zwar ist der Brechungsexponent des letzteren auf (010) = 0·009, dagegen auf (100) $\beta-\alpha = 0·002$. Die Auslöschung ist parallel und senkrecht zu den prismatischen Spaltrissen, dagegen an den interponierten Diallaglamellen zahlreicher Kristalle die Auslöschungsschiefe $c:c = 40^0$ im stumpfen ∢ β gemessen wurde. Gleichwie am Zdiarberger wurden auch am hiesigen Entstatit ausgebreitete und intensive Resorptionen magmatischer Natur wahrgenommen. —

Ein untergeordneter Teil des rhombischen Pyroxens hat sich in diesem stark beeinflußten Serpentinfels soweit frisch erhalten, daß wir aus der höheren Doppelbrechung auf (110) $\gamma-\alpha = 0·017$ und den entsprechenden orangegelben und orangeroten Interferenzfarben, seinen polysynthetischen Lamellenbau auf dessen Zugehörigkeit zum Hypersthen schließen dürfen. Derselbe tritt teils in selbständigen langprismatischen Kristallen mit prismatischer Spaltbarkeit auf, teils ist er in einzelnen oder mehreren Lamellen dem Enstatit-Diallag eingeschaltet oder er kommt als interessante Verwachsungen mit parallelen Lamellen des Magnetits und Ilmenits vor. — Biegung der Enstatitkristalle, Verbiegung und Knickung der großen Enstatit-Diallag-Individuen sowie deren Zwillingsbildung nach $^1/_4$ *P* ∞ (104) nebst undulöser Auslöschung, sind wohl als deutliche mechanische Deformationen, insbesondere während ihrer Kristallisation, aus dem Schmelzfluß aufzufassen.

Der makroskopisch beobachtete Diallag entpuppte sich im Schliff als Andiopsid, dem zweiten Hauptgemengteil der Marchitreihe; er ist auch hier durch die makropinakoidale und prismatische Spaltbarkeit und die dadurch bedingte feine Faserung und Blättrigkeit parallel c charakterisiert; seine Farbe ist im Durchfallicht grünlich, sehr schwach pleochroitisch $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlich bis olivgrün, $\mathfrak{b}$ gelblich bis farblos; seine Lichtbrechung ist gleich der des Enstatits, die Doppelbrechung nach Maßgabe der gelblichgrünen Interferenzfarben $\gamma-\alpha = 0·028$, die optische Orientierung, beziehungsweise die Auslöschungsschiefe ∢ $c:c$ wurde mit 37—40^0 im stumpfen Winkel β gemessen. Die ausgezeichnete Lamellen- und Blättertextur finden wir auch in diesem Andiopsid ausgebildet, sie wird durch Interpositionen von schwächer brechendem Diallag hervorgerufen, es ist dieselbe Erscheinung, wie wir sie bereits vom Zdiarberg her kennen und noch in besonders schöner Ausbildung am Harbichstein bei Großwürben kennen lernen werden. Außer den bereits erwähnten Pyroxenlamellen finden wir noch zahlreiche Lamellen des Ilmenits unserem Andiopsid interponiert. —

Mit dem Magnetit verwachsen und in dessen Nähe findet sich noch ein zweiter, und zwar farbloser monokliner Pyroxen in untergeordneter Menge vor, seine Spaltbarkeit entspricht dem

Grundprisma des Pyroxens, die Lichtbrechung liegt nach Maßgabe des hohen und glatten Reliefs bei $n = 1·7$, also gleich dem Enstatit, die Doppelbrechung nach dem Schema von Michel Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0·020$, die Auslöschungsschiefe auf (010) gegen die Spaltrisse beträgt $c : c = 30^0$ im stumpfen Winkel β. Die Körner sind gewöhnlich etwa 2—3 *mm* groß und enthalten in der Regel Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingeschaltet. Dieser Pyroxen mit seiner schwachen Doppelbrechung und kleinen Auslöschungsschiefe ist dem monoklinen Pyroxen der meteorischen Chondrite nahe verwandt; er ist wahrscheinlich MgO und FeO reich, dagegen CaO arm und müßte im Sinne der Nomenklatur W. Wahls den Namen Klinohypersthen erhalten[1]. —

Eine häufig wiederkehrende Erscheinung anderer Art ist es, daß der Enstatit parallel den prismatischen Spaltrissen mit farbloser gemeiner Hornblende verwächst; es erfolgt dann ein wiederholter Lamellenwechsel von Enstatit und Hornblende, letztere besitzt eine hohe Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0·024$ auf (010) bis 0·016 auf (100) herab; ihre optische Orientierung ist $c : c = 20^0$ im spitzen Winkel β. Wir werden weiter unten im Weigelith eine ganz ähnliche farblose, im hohen Maße automorphe Hornblende als primären Hauptgemengteil kennen lernen, welche wir Achromait nennen.

Der Ilmenit zeigt vielfach die oben geschilderte lamellare Verwachsung insbesondere mit homogenem Enstatit; größere Körner des ersteren enthalten als Einschlüsse Lamellen von Enstatit und Hypersthen, welcher dadurch vor der Serpentinisierung geschützt wurde. In der Gesellschaft des Ilmenits finden sich braune und dunkelgelbe Körner und Haufen solcher sowie schlauchförmige Aggregate, deren hoher Brechungsexponent das erhabene und rauhe Relief bedingt und auf Picotit hinweist. Mit der fortgeschrittenen Umwandlung dieses Marchitserpentinfelses steht der Umstand im Zusammenhange, daß im Serpentin die bekannten Netzschnüre von Magnetit fehlen, vielmehr derselbe in großen Körnerhaufen konzentriert erscheint. — In zahlreichen langprismatischen Längsschnitten findet sich im ganzen Schliff verteilt der Apatit, welcher durch sein grelles Weiß, das mäßig hohe Relief und schwache Doppelbrechung mit grauen Interferenzfarben am Anfange der I. Ordnung kenntlich ist. — Körner von Zirkon mit pleochroitischen Höfen liegen im Schliff einzeln zerstreut umher. — Olivin und Feldspäte sind in dem vorliegenden Stufenmaterial nicht nachweisbar. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Ein Teil der Enstatit-Diallag-Individuen erscheint in Bastit, beziehungsweise Diaklasit umgewandelt, welcher jedoch die gleiche Mikrostruktur und dieselben Interferenzfarben wie das Ursprungsmineral aufweist, dagegen eine andere optische Orientierung besitzt, nnd zwar ist Achsenebene (100), $\mathfrak{b}$ ist negative spitze Bisektrix, demnach $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$.

[1]) L. c. pag. 97 und 121.

An dem Serpentin machen wir im Schliff die Wahrnehmung, daß er stärker doppelbrechend wird und sich auf dem Wege zum Chrysotil befindet. Wie bereits oben erwähnt, bildet der Magnetit im Serpentin kein Maschennetz, sondern er ist in mannigfaltig gestaltete Körner, Aggregate und Skelette zusammengeballt. Ein Teil des gedachten Serpentins zeigt wohl die schwache Licht- und Doppelbrechung $n = 1{\cdot}54$ und $\gamma - \alpha = 0{\cdot}005$ in graublauen Interferenzfarben, die Mikrostruktur ist kleinmaschig gestrickt, allmählich steigt die Doppelbrechung zu dem Exponenten $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007$ mit klargrauen Interferenzfarben, die Menge des isotropen Serpentins ist gering und bis auf wenige Balken aus dem Schliffbilde verschwunden sowie aller übrige Serpentin als Faserserpentin (Mikrometaxit) entwickelt ist, dabei die Fasern senkrecht auf den Balken stehen; oder aber in wirr- und radialfaserigen und kraushaarigen Mikropikrolith übergeht. Von der früheren, engmaschig gestrickten Serpentinstruktur sind in dem stärker doppelbrechenden Faserserpentin nur Ueberreste vorhanden, das ganze überaus kleinkörnige Aggregat strebt der Regeneration in Chrysotil zu. —

Die geschilderten, schwach doppelbrechenden Faserserpentine (Mikrometaxit und Mikropikrolith) erscheinen nun an zahlreichen Stellen des Schliffbildes von vielen Bändern, Adern und Klüften durchzogen, welche von viel stärker doppelbrechendem feinfaserigem Chrysotil erfüllt sind, dessen Fasern stets senkrecht zu den Kluftwänden angeschossen sind. Der letztere ist im Dünnschliff farblos, die Lichtbrechung ist wenig stärker als im Kanadabalsam $n = 1{\cdot}54$, die Doppelbrechung erreicht den Exponenten $\gamma - \alpha = 0{\cdot}012$, was braungelbe Interferenzfarben gibt. Sowohl in dem schwach lichtbrechenden Metaxit und Pikrolith, als auch im stärker brechenden Chrysotil liegt die Richtung der kleinsten Elastizität in der Faserachse, und die Auslöschung erfolgt stets senkrecht und parallel zur Faserachse, was auf ein rhombisches Kristallsystem in den gedachten Serpentinabarten hinweist.

Die Proben zu den folgenden Dünnschliffen wurden von dem oberwähnten großen Serpentinfelsriegel geschlagen, der daselbst zutage ansteht und das Hauptgestein dieser Lokalität repräsentiert.

Wir sehen an den Dünnschliffen charakteristischer Durchschnittsproben u. d. P. M., daß das Ursprungsgestein einer weit fortgeschrittenen Serpentinisierung unterlegen ist und die Menge der Ueberreste der primären Komponenten so geringfügig ist, daß wir kaum mit Sicherheit auf das Ursprungsgestein zurückschließen können.

Der bei der makroskopischen Untersuchung festgestellte Diallag entpuppte sich u. d. P. M. als Andiopsid, von welchem sich die meisten Ueberreste erhalten haben und dessen bald größere, bald kleinere Fragmente durch den ganzen Schliff verteilt erscheinen; derselbe steht bezüglich seiner Merkmale in völliger Uebereinstimmung mit dem der übrigen bereits oben geschilderten Vorkommen; seine parallel (110) gelagerten Lamellen werden häufig überaus feinhaarig, auch läßt der vorliegende Andiopsid öfters einen Zerfall seiner Individuen in verschieden orientierte Subindividuen erkennen. Auch in

diesem Falle ist unser Andiopsid mit Lamellen des Enstatits dergestalt verwachsen, daß (010) der letztere mit (100) dem Diopsid parallel liegt und die Prismenflächen beider zusammenfallen; oft ist die Verwachsung eine gefleckte und geflammte perthitähnliche; hierzu gesellt sich ein zweites darauf senkrechtes Lamellensystem des Enstatits, wodurch mikroklinähnliche Gitterwerke entstehen; ferner enthält er da und dort wenige Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingeschaltet, welche gegen die beiden Enden hin auskeilen.

Der Enstatit ist nur noch in kleinen prismatischen Kristallen erhalten, die ebenfalls gedreht sind, sich zumeist in der Nähe der Erze aufhalten, und zwar speziell bei dem Chromit, mit dem er auch im Innern seiner Nester und Haufen verwächst. Verwachsungen des Enstatits mit Diallag werden in diesen kleinen Kristallen vermißt, dagegen sind dem Enstatit auch hier dünne Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingewachsen.

Im Schliffe sind auch größere Schnitte mannigfaltiger Titanmineralien zu sehen, wie wir solche auch auf der Goldkoppe bei Nieder-Eisenberg gefunden haben und besonders schön bei Kratzdorf kennen lernen werden. Es sind viele rhombische und hexagonale Durchschnitte wesentlich von graubraunem und haarbraunem Titanit (Grothit), zwischen denen ein Geäder isotroper oder schwach doppelbrechender Serpentinsubstanz sich hindurchschlängelt, welcher erstere inzuliegen scheinen. Es haben sich jedenfalls die homogenen Titanitlamellen in kleinste Partikelchen aufgelöst, welche eine voneinander abweichende Orientierung besitzen; die einzelnen Kriställchen (Blättchen) zeigen oft mehrfach wiederholte Anwachsschalen; sie liegen auf den Schnitten des Enstatits nach (100), auf welchen sie den metallartigen Perlmutterglanz bedingen; es ist sehr naheliegend, daß sie auf die Ilmenitlamellen zurückzuführen sind, die dem Enstatit eingeschaltet sind, wofür die in den Titaniten vorfindlichen Ilmenite und Punkteinschlüsse sprechen. Der Titanit zeigt auch in diesem Falle höchste Licht- und Doppelbrechung, starke Dispersion der optischen Achsen, so daß Schnitte, die nicht der orthodiagonalen Zone angehören, nicht mehr vollständig auslöschen. Achsenebene ist (010) und liegt in der kurzen Diagonale der rhombischen Schnitte, die spitze positive Bisektrix c steht fast senkrecht auf $(\bar{1}02)$, daher die Auslöschungsschiefe $c : a = 40^0$ gemessen wurde. —

Anderweitige Ueberreste der Ursprungsmineralien fehlen im Schliffe, so insbesondere der makroskopisch konstatierte Olivin. Bezüglich des Serpentins müssen wir jedoch sogleich die Tatsache hervorheben, daß die Magnetitschnüre derartig angeordnet sind, daß typische Maschenstruktur durch einzelne Teile des Schliffes verbreitet erscheint, unter × Nicols finden wir längs der Magnetitschnüre querfaserigen Mikrometaxit angeschossen und im Innern der Maschen mehr oder weniger isotrope Serpentinsubstanz. Aus dieser echten Maschenstruktur können wir auf die frühere Anwesenheit mehrerer Olivinindividuen mit Sicherheit schließen. —

Wir gelangen demnach zu dem Ergebnis, daß der Serpentinfels am Kirchberg bei Ebersdorf von einem olivinführenden Marchit

abstammt, weil der Olivin nur in solcher Menge vorhanden ist, daß er bloß zu den Nebengemengteilen gestellt werden kann, dagegen die Pyroxene dominieren. —

Weigelith, ein neuer Amphibol-Peridotit vom Straßenkreuz am Weigelsberge nördlich Ebersdorf.

Bei der Straßenkreuzung der sogenannten Krockereistraße am Scheitel des Weigelsberges, und zwar nächst dem Punkte Kote 630 *m* (der österr. Spezialkarte 1 : 75.000) hat Verf. dieses bisher gänzlich unbekannte Vorkommen entdeckt. Das Eruptivgestein steckt in den daselbst herrschenden Massen der rostbraunen muskovitreichen Gneisglimmerschiefer, beziehungsweise Glimmerschiefer, denen jedoch speziell hier zahlreiche Amphibolitlager eingeschaltet sind.

Der Peridotit, beziehungsweise sein Serpentin, geht jedoch an diesem Fundort nicht zutage; das Vorkommen liegt vielmehr unter einem Ackerfelde, bei dessen Bearbeitung der Ackerhaken vielfach vom Kopf der Felsmasse Trümmer abreißt, oder dieselbe muß abgearbeitet werden, davon nun an Ort und Stelle auf den Straßen zahlreiche Felsblöcke umherliegen, oder aber zur Straßenpflasterung verwendet worden sind. Aus diesem Grunde läßt sich über den Umfang dieses Peridotitstockes nicht viel sagen. Nichtsdestoweniger würde man mittels einer kurzen Tagrösche sehr bald einen schönen Steinbruch in unserem Peridotit eröffnen können.

In der unmittelbaren Nachbarschaft grenzt an dieses Peridotitvorkommen sehr charakteristischer Weise eine zutage anstehende stockförmige Kalksteinmasse, ungefähr 120 *m* im Streichen lang und 90 *m* dem Verflächen nach breit. Die Schichten des graublauen Kalkes streichen 6—18 h, das Einfallen ist gegen 24 h unter ∢ 45° und müssen wir darin die Einflüsse hercynischen Faltungsdruckes erkennen. Dieser Kalkstein unterscheidet sich von dem großen Kalksteinzuge der äußeren Zone in der Ramsauer Gebirgsrinne in keiner Weise, er ist wie dieser ein charakteristischer Devonkalk; nur lokal beobachtete Verf. die Aufnahme einer größeren Menge von Diopsid in das Gesteinsgewebe, wodurch sich in der äußeren Kontaktzone die kontaktmetamorphe Beeinflussung im Kalkstein zur Geltung bringt. Der Kalkstein ist durch mehrere kleine Steinbrüche aufgeschlossen; derselbe wurde vor Jahren in einem unterhalb des Weigelsberges erbauten Feldofen zu Baukalk gebrannt, den rohen Stein hat man aber zur Straßenschotterung herangezogen.

Der in Rede stehende Peridotit ist vorwiegend ein dunkles, durch seine Ursprungsmineralien perlmutter- und glasglänzendes Gestein, welche allemal auf seinen muschligen Bruchflächen aufblitzen, während Serpentinisierung sich nur in den mattschwarzen Gesteinspartien geltend macht. Die Hauptgemengteile sind: Hornblende, Enstatit und Olivin ursprünglich gewesen, jedoch ist später ein großer Teil des Enstatits unter Mitwirkung des Olivins in Aktinolith übergeführt worden. Als Nebengemengteil tritt da und dort noch Diallag in das Mineralgemenge ein; stellenweise reichert sich der parallelblätterige und großschuppige Diallag derartig an, daß wir von

einem diallagführenden Peridotit sprechen und solchen als Spaltungsprodukt betrachten dürfen; durch Ausfall des Diallags geht das letztere Gestein wieder in das normale zurück.

Der Enstatit ist häufig als kurze, aber schlanke Prismen ausgebildet, von den beiden vertikalen Pinakoiden (100) . (010) und an den Enden pyramidal begrenzt, meist jedoch ausgefasert; derselbe läßt ausgezeichnete Zwilligsbildung beobachten, welche wir an dem unten folgenden zweiten Weigelith-Vorkommen kennen lernen werden. Die Menge des gegen den Enstatit, beziehungsweise seinen Aktinolith zurückbleibenden Olivins ist Schwankungen unterworfen; bald ist seine Menge auffallend groß, bald nimmt sie ebenso rasch ab. Im frischen Gestein ist der frische Olivin makroskopisch schwer zu erkennen, dagegen tritt er bei der atmosphärischen Verwitterung zufolge seiner strohgelben Verfärbung um so besser hervor.

Was dieses Ebersdorfer Vorkommen außerdem von dem zweiten unterscheidet, ist, daß hier viele Stufen von mattschwarzem Serpentin angetroffen werden, dessenungeachtet herrscht der frische und halbserpentinisierte Peridotit vor. Oft begegnet man Blöcken, die an ihrer Oberfläche aus schwarzen Striemen von Serpentin mit solchen abwechseln, worin infolge atmosphärischer Verwitterung grünlichgelber Olivin und graugrüner Enstatit (Bastit) als auch Aktinolith um so besser hervortreten und um so leichter erkennbar werden; das Gestein hat alsdann ein gemasertes Aussehen.

Durch oberflächliche Verwitterung geht der Aktinolith in Tremolit und Asbest, zuweilen auch in Talk, der Serpentin in sphäroidisch struierten Leukophit über, dessen regelmäßige Sphäroide von Magnetit umkränzt werden. An den Verwitterungsflächen solchen Gesteins sieht man alsdann alle diese Umwandlungsprodukte der Reihe nach liegen und besser hervortreten. Speziell der Olivinserpentin ist in einem gewissen Stadium auf gedachten Flächen durch seine echte Maschenstruktur von Aktinolith und Enstatit gut unterschieden und ergibt sich daraus indirekt die starke Beteiligung des Olivins an der Zusammensetzung unseres Gesteins kund.

Für diesen neuen Amphibol-Enstatit-Peridotit mit seiner bisher unbekannten mineralischen Zusammensetzung wird der Kürze halber der Name Weigelith vorgeschlagen, und zwar nach dem Weigelsberge, dem Orte seines zuerst bekannt gewordenen Vorkommens.

Bezüglich der Nebengesteine in der gedachten Lokalität beobachtete Verfasser am Eingange des Krokereigrabens aus dem Graupatal mannigfaltige und mächtige Amphibolite, die zu dem Dioritgabbrogang an dessen Liegendem gehören, weiterhin mächtig entwickelte Hornfelse, und zwar mannigfaltige glimmerfreie Andalusithornfelse, worauf dann anfänglich grobkörnige, später feinkörnige Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer (Muskovitschiefer) mit untergeordneten Amphiboliten und Hornblendeschiefern nachfolgen. Der Weigelith durchbricht die letztgenannten Schiefer, ohne aber eine weitergesteigerte Kontaktmetamorphose hervorgerufen zu haben.

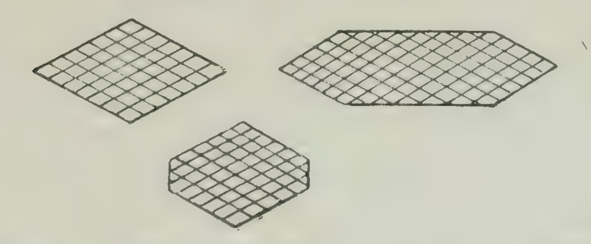
Dünnschliffbild des Weigeliths von Ebersdorf.

U. d. P. M. im Dünnschliff sind wir durch die große Menge eines automorphen und farblosen Amphibols überrascht, hierzu gesellt sich als zweiter Hauptgemengteil Olivin, worin eine Unmasse von Erz streifenförmig ausgeschieden ist, und schließlich als dritter Hauptgemengteil Geflechte und fluidale Aggregate von Enstatit, akzessorisch sind Erze: Chromit, Ilmenit und Magnetit, nebst wenig Apatit als prismatische Einzelkristalle zerstreut. Umwandlungen spielen in diesem übrigens frischen Gestein nur eine nebensächliche Rolle, es sind bloß zu nennen Serpentin nebst etwas Talk in untergeordneten Aggregaten.

Der unter den Hauptgemengteilen dominierende automorphe Amphibol hat den Charakter einer völlig farblosen Hornblende, teils eines farblosen Aktinoliths, welche gegen die beiden anderen Hauptgemengteile ihre automorphe Gestaltung zur Geltung bringen und dadurch ihre große Kristallisationskraft bekunden. Die Kristalle der

Fig. 15.

Basisschnitte des Achromait.



Hornblende sind groß und ihre Formen begrenzt von ∞ *P* (110) meist selbständig als dicke, kurze und gedrungene Prismen entwickelt, kombiniert mit ∞ *P̄* ∞ (100), wodurch mehr oder weniger abgeplattete Prismen entstehen oder aber mit ∞ *P̆* ∞ (010), an den beiden Enden begrenzt von 0 *P* (001), oder keilförmig zugespitzt, auch an den anderen Kristallen stumpf abstoßend; Spaltbarkeit sehr vollkommen nach (110) durch feine, überaus dichtgedrängte Spaltrisse markiert, die sich unter ∢ 124·5⁰ kreuzen, oft bis zur Feinfaserigkeit gesteigert, grobe Querabsonderung nicht überall, aber häufig sich bis zu Klüftchen erweiternd. Im Dünnschliff farblos, Lichtbrechung mäßig $n = 1·64$, Doppelbrechung auffallend hoch, und zwar in Schnitten nach (010) $\gamma - \alpha = 0·030$ nach Maßgabe der grünlichgelben, beziehungsweise reingelben Interferenzfarben Mitte II. Ordnung; Achsenebene (010), die Auslöschungsschiefe $c:c$ wurde wie gewöhnlich im spitzen Winkel β an zahlreichen Schnitten gemessen und der Mittelwert ∢ 26⁰ berechnet. Oftmals finden wir schaligen Bau dem Prisma folgend: ein schwächer doppelbrechender Kern wird von einer Hülle mit stärkerer Doppelbrechung umschlossen, welche beide übrigens auch eine andere optische Orientierung haben. Für diese eigenartige, bisher unbekannte Hornblende erlaube ich mir nach ihrer farblosen Beschaffenheit und

Mangel an Pleochroismus den Namen Achromait (von αχρωματος = farblos) der Kürze wegen vorzuschlagen, um nicht jedesmal alle ihre Merkmale aufrechnen zu müssen. Die hohe Doppelbrechung des Achromaits verweist wohl auf einen steigenden Eisengehalt, während dessen große Auslöschungsschiefe ihn den Alkaliamphibolen näher bringt.

Zwischen den Achromaitaggregaten kommt vielfach ein farbloser Aktinolith vor, welcher durch seine schlanken und langen Prismen ohne terminale Flächen charakterisiert ist, die oft zu dünnen Nadeln herabsinken, häufig ist oft wiederholte Querabsonderung; die Lichtbrechung mäßig $n = 1{\cdot}62$, Doppelbrechung stark, jedoch schwächer als im Achromait, sie ist auf (110) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}025$ nach Maßgabe der grünblauen Interferenzfarben; Achsenebene (010), die optische Orientierung, das heißt die Auslöschungsschiefe ist in zahlreichen Schnitten gemessen und der Mittelwert $\measuredangle\ c : c = 14^0$ im spitzen Winkel β ermittelt worden. —

Als Einschlüsse wurden im Achromait und im Aktinolith gefunden Olivin- und Enstatitreste. —

Der Olivin ist wohl in großen Individuen anwesend, die aber ungemein zerklüftet sind, worin sich eine Unmasse von Erzen angehäuft hat, außerdem sind die Olivinformen durch Neubildungen, insbesondere Serpentinisierung zerstört worden, durch Kombination finden wir, daß der Olivin eine nach (100) stark flachgedrückte, nach der b-Achse gestreckte Gestalt besaß. Im Schliff farblos, jedoch einzelne Individuen grünlichgelb, schwach pleochroitisch, was auf zunehmenden Eisengehalt hinweist. Schnitte nach (100) besitzen eine grobrissige Spaltbarkeit nach (010) und große Zerklüftung, ungefähr $\perp c$, Basisschnitte besitzen ebenfalls grobe Risse nach (010), zuweilen als offene Klüfte erweitert; oft drängen sich die Spaltrisse und Klüfte in solcher Menge, daß sie ein regelloses und unentwirrbares Geäder nach allen Richtungen vorstellen und dann zur Auflösung in einen Olivingrus führen. Infolge der hohen Lichtbrechung $n = 1{\cdot}68$ rauhes und hohes Relief, die Doppelbrechung in Basisschnitten stark $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$, bis herab $\beta - \alpha = 0{\cdot}017$ in Schnitten parallel (100).

Der Olivin umschließt außer den Erzen Chromit und Magnetit, automorphe Kristalle des Achromait und farblosen Aktinolith in großer Zahl sowie kleinkristallige Aggregate des Enstatits.

Der Enstatit bildet verbreitete und innig verflochtene Aggregate sehr kleiner prismatischer Kristalle, kurz leistenförmig mit stumpfer Endigung durch (001), die Basisschnitte sind annähernd quadratisch oder gedrungen rechteckig mit sich kreuzenden Spaltrissen; die Längsschnitte meistens parallel c ungemein feinfaserig, tordiert und mehrfach gewunden als auch die Individuen miteinander derartig parallel verflochten, was zur Fluidalstruktur der letzterstarrten Enstatitaggregate führt. Die für die übrigen Vorkommen so charakteristischen Verwachsungen der großen Enstatite mit Lamellen des Diallags fehlen diesen kleinen Kristallen, dagegen sind ihnen in der Regel Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingewachsen, womit die Enstatitgeflechte im Schliff geradezu überladen sind, oft nimmt der Ilmenit derartig

an Masse zu, daß er schließlich als Wirth erscheint und zahlreiche Kristalle des Enstatits umschließt.

In den Zwickeln der Hauptgemengteile findet man zumeist den Enstatit, zum Teil auch den Achromait zu Talk umgewandelt. Der Olivin unterliegt nicht solchem Zersetzungsprozeß, wohl aber zu Serpentin, der sich hinsichtlich seiner physikalischen Eigenschaften so verhält, wie auf den übrigen Peridotiten unseres Zuges und hier übrigens nur eine untergeordnete Rolle spielt. Dagegen ist der Talk ungemein feinschuppig; die Form der Schuppen ist rund, auch rechteckig; häufig ist schaliger Bau; mitunter sind die Blättchen gekrümmt und gebogen, auch gern strahlig und rosettenförmig aggregiert. Im Schliff völlig farblos, Lichtbrechung gering $n = 1{\cdot}59$, demzufolge mangelndes Relief, die Doppelbrechung hoch, und zwar nach Maßgabe der dunkelviolettroten und hellbläulichen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$ in Vertikalschnitten, dagegen in Basisschnitten isotrop; in den ersteren Auslöschung parallel zu den überaus feinen Spaltrissen || (001), die spitze negative Bisektrix a steht ⊥ auf (001).

Was die Struktur und Ausscheidungsfolge anlangt, so beobachten wir, daß der Enstatit sich häufig dadurch als letzte Ausscheidung kundgibt, weil er die Zwickeln zwischen dem automorphen früher ausgeschiedenen Achromait ausfüllt, also die lezterstarrte Mesostasis zwischen den beiden anderen Hauptkomponenten bildet. Diese Rolle fällt aber auch dem Olivin zuweilen zu, er enthält den Achromait in großen automorphen Kristallen porphyrisch ausgeschieden, die sich derartig häufen, daß sie den Olivin verdrängen, welch letzterer zuletzt zwischen dem ersteren eingeklemmt erscheint. Die Struktur ist demzufolge eine ophitische, wie wir sie vom Trapp, Diabas und Melaphyr kennen; es werden nämlich Olivin und Enstatit vom Achromait und Aktinolith dergestalt durchschnitten, daß erstere die Zwischenklemmungsmasse bilden. Uebrigens ist die Struktur unseres Weigeliths die allotriomorphe der Gabbrogesteine mit gegenseitiger Durchwachsung von Amphibol, Olivin und Enstatit sogenannte Implikationsstruktur, welche zeitlich sehr nahe beieinander liegende Ausscheidungsfolge für den Olivin und Enstatit bedingt. —

Weigelith (Amphibol-Enstatit-Peridotit) am Westabhang des Weigelsberges bei Weigelsdorf.

Das zweite Vorkommen von Weigelith liegt ebenfalls auf dem breitgewölbten Weigelsberge, jedoch am Westabhang und man erreicht diese Lokalität am kürzesten Wege, wenn man von der Graupatalstraße (unterhalb Mähr.-Altstadt), auf jenem Feldwege nächst der sogenannten Krockereibrücke abzweigt, welcher auf den Weigelsberg führt; hier stößt man bei ungefähr 0·5 *km* Entfernung zuerst im Wege auf Weigelithblöcke, sodann links in den Aekern auf zahlreiche „Steinrücken“, wo große Blöcke desselben Gesteins gefunden werden, sowie in der Ackerkrume daselbst zahlreiche rundliche Felshöcker von anstehendem, am Ort gewachsenen Weigelith zutage treten. Nach der Verteilung dieser Funde ist man zu der Annahme berechtigt, daß unser neuartiger Peridotit eine stockförmige, nach

dem allgemeinen Streichen nach 1 h längsgestreckten Felskörper bildet von ungefähr 150 *m* Länge und 120 *m* Breite. Derselbe durchbricht daselbst jene Zone von vorherrschenden Gneisglimmerschiefer, der als das mächtigste Glied der kontaktmetamorphen Schieferhülle des großen metamorphen Dioritgabbroganges anzusehen ist, welche daselbst in seinem Liegenden eine gegen Nord stetig weitere Verbreitung annehmen, und zwar steht der Durchschlagsschlott auf dem das Eruptivgestein emporgekommen, von dem gedachten Gange 1·7 *km* entfernt.

Der Weigelith ist auch in dieser Lokalität größtenteils frisch erhalten, die Serpentinisierung ist nur an seiner Oberfläche weiter fortgeschritten; makroskopisch und mit Hilfe des binokularen Mikroskops wurden daran folgende Beobachtungen gemacht:

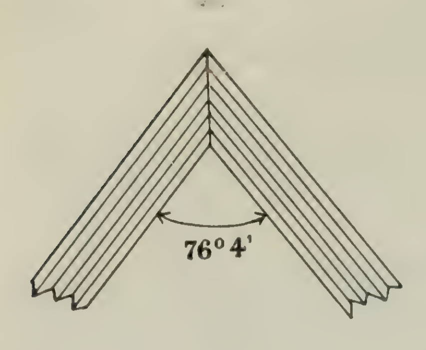
Der Enstatit ist dadurch ausgezeichnet, daß er fast durchwegs in Zwillingen ausgebildet ist, einfache Individuen verhältnismäßig selten sind. Es sind teils herz- und knieförmige, teils knäuelartige und sternförmige Zwillingsverwachsungen, wie solche durch die umstehende Abbildung (16) dargestellt werden, und zwar herzförmige Zwillinge nach $P \breve{\infty}$ (011), deren Achsen unter $\sphericalangle\, c : c =$ $= 60^0\ 48'$ geneigt erscheinen; ferner knäuelartige und sternförmige Durchwachsungen nach der Zwillingsfläche $^2/_3\ P \breve{\infty}$ (023), wobei $c : c' = 42^0\ 44'$ und endlich Kniezwillinge nach der Fläche $^4/_3\ P \breve{\infty}$ (043), in welchem Falle $c : c' = 76^0\ 4'$; indem mehrere dieser Zwillingsgesetze zusammentreten, entstehen völlige Kristallstöcke. — Die Einzelindividuen sind zumeist 5—7 *mm* lang und 2 *mm* dick, also im Verhältnis zu einigen der anderen Vorkommen klein; sie sind begrenzt von $\infty \bar{P} \infty$ (100) . $\infty \breve{P} \infty$ (010), seltenen und kleinen ∞P (110); ferner da und dort terminale Flächen $P\ 2$ (122) mit dachförmiger Zuschärfung oder bloß $o\ P$ (001); ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110), wodurch eine Faserung hervorgerufen wird, als ob dünne Stengel parallel *c* miteinander verwachsen wären, sehr häufig macht sich vollkommene Spaltbarkeit nach (001) durch dichtgedrängte Spaltrisse gleich jenen nach (110) bemerkbar; oft liegt diese Spaltbarkeit flach domatisch und dann schwach geneigt gegen *c*. Auf der sehr deutlichen Hauptablösungsfläche nach (100) liegt allgemein starker Perlmutterglanz, der sich bis zum Metallglanz steigert; auf einem anderen Teil dieser Enstatite liegt ein bronzefarbiger metallartiger Schiller, welche wohl einem eisenreicheren Mischungsgliede, und zwar dem Bronzit beizuordnen sind.

Ein Teil der Enstatitkristalle = Knäuel und Sterne, ist in einer mehr oder weiter fortgeschrittenen Umkristallisation zu einen grasgrünen Amphibol begriffen, der später im Dünnschliff u. d. M. als Aktinolith bestimmt wurde, welcher Prozeß entweder ganze Individuen oder nur einzelne Stengel des Enstatits erfaßt hat. Durch Zunahme dieser Strahlstein-Aggregate und deren fortschreitende Verdichtung wird endlich ein dem Nephrit ähnliches Gesteinsgewebe mit gleichgroßer Verbandsfestigkeit herausgebildet. Ein großer Teil des Aktinolithes entpuppte sich alsdann später im Dünnschliff u. d. P. M. als

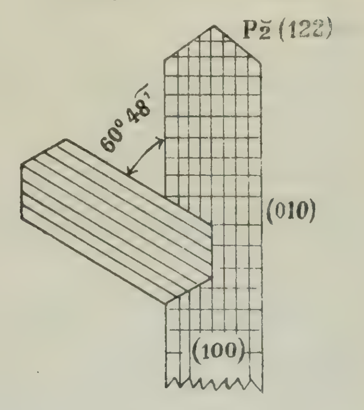
Fig. 16.

Enstatitzwillinge im Weigelith.

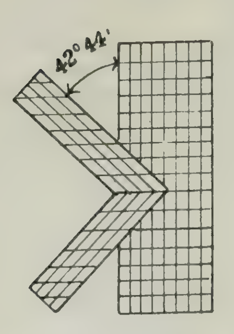
Kniezwilling nach $^4/_3$ $P\breve{\infty}$ (043).



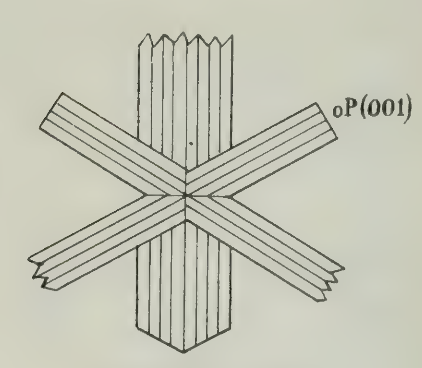
Zwilling nach $P\breve{\infty}$ (011).



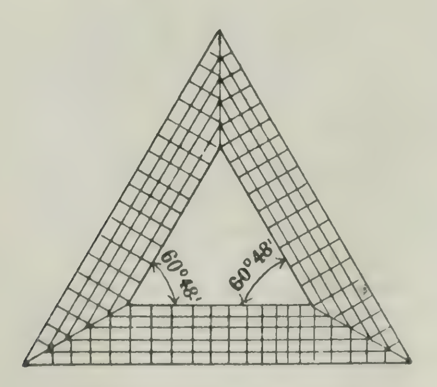
Serpentinisierte Enden.



Zwilling nach $^2/_3$ $P\breve{\infty}$ (023).



Sternförmiger Zwilling.



Trigonaler Drilling nach (011).

jene neuartige Hornblende, welche wir bereits im Weigelith von Ebersdorf kennen lernten und Achromait benannten.

An Menge gegenüber dem Enstatit zurücktretend, finden wir u. d. binok. M. zahlreiche Olivine in größeren Kristallen und gerundeten Körnern in dem Enstatit-Aktinolithgewebe verteilt; derselbe ist teils farblos bis gelblichgrün, durch Verwitterung zitronengelb, vollkommen spaltbar nach (010), weniger vollkommen nach (100), er zeigt als Folge seiner Zerklüftung häufig den schon wiederholt beobachteten Zerfall in ein kleinkörniges Aggregat, daß dann um so leichter im Serpentin aufgeht, wobei sich im Anfangsstadium zwischen den Olivinkörnchen der Serpentin auf Adern hineinzieht. Die zwischen die Enstatit- und Amphibolkristalle eingeklemmten größeren Olivine werden seitens der ersteren wiederholt durchschnitten, so daß davon schließlich nur Zwickel übrigbleiben, was zur Intersertalstruktur führt. —

Die Menge des Magnetis im Weigelith ist größeren Schwankungen unterworfen, in der feinstrahligen und feinkörnigen Varietät ist sie gering, demzufolge diese auch nur eine schwache Reaktion auf die Magnetnadel ausübt und bloß einfachen Magnetismus zeigt, dagegen läßt die grobkörnige Varietät polaren Magnetismus von großer Intensität deutlich erkennen, derselbe wirkt retaktorisch, an dem einen Ende negativ, an dem anderen positiv, weshalb man auf die Anwesenheit größerer Mengen von Magnetit schließen kann, und in der Tat ist die Menge des im Serpentin eingesprengten Magnetits sehr bedeutend, wie ich mich u. d. binok. M. überzeugte, er ist in groben Körnern und zahllosen größeren Kristallen der Formen $\infty O \infty$ (100) und O (111) überall gegenwärtig. Daß die Menge des Magnetits mit der fortschreitenden Serpentinisierung steigt, ist leicht begreiflich, weil das im Enstatit und den Amphibolen anwesende FeO gleichzeitig mit der Serpentinisierung zu $Fe_3 O_4$ umkristallisiert.

Der Serpentin im Weigelith besitzt ganz dieselben morphologischen und physikalischen Eigenschaften, wie wir sie an den übrigen Vorkommen kennen lernten. Der Serpentin erfaßte sowohl den Olivin als auch den Enstatit; oft sind Kristalle des letzteren frisch erhalten, jedoch an dem einen Ende bereits zu Serpentin geworden; ebenso häufig ist vollständige paramorphe Umwandlung der Enstatitkristalle in schwarz- und ölgrünen Serpentin mit Erhaltung ihrer Textur. Der Serpentin durchzieht den Weigelith regellos in schwachen Adern; Regenerationen des dichten Serpentins in Form von Chrysotil und Asbest auf Klüftchen und Spältchen kommen nur spärlich vor. Daß sich der Enstatit in dem einen, und zwar vorwiegenden Falle zu Aktinolith umwandelt, dagegen in dem anderen untergeordneten zu Serpentin wird, läßt auf einen CaO haltigen Enstatit schließen.

Auf verwitterter Oberfläche des Weigeliths tritt die Mikrostruktur des Serpentins deutlicher hervor, es ist vorwaltend die bekannte Maschenstruktur des Olivinserpentins, dessen Netzschnüre aus angereihten Magnetitkörnern und Kriställchen bestehen, während die Maschen selbst durch schneeweißen Leukophit ausgefüllt erscheinen. Das Endresultat dieser Verwitterungserscheinung ist ein schneeweißer Leukophit, dessen amorphe Sphäroide stets von einer Magnetitschale umhüllt werden.

Dünnschliffanalyse des Weigeliths von Weigelsdorf.

Die makroskopische Beobachtung, daß sich das Gestein noch in einem frischen Erhaltungszustand befindet, wird auch im Dünnschliff u. d. P. M. bestätigt, Serpentinisierung hat nur in sehr beschränktem Maße stattgefunden, daher der Serpentin in diesem Falle nur zu den Nebengemengteilen gezählt werden kann. An der Zusammensetzung dieses Gesteins beteiligen sich als Hauptgemengteile: Hornblende, Aktinolith, Enstatit und Olivin, welche alle im Schliffe farblos erscheinen und der Olivin größere Mengen von reihenförmig ausgeschiedenen Magnetit umschließt. Wir wollen uns nun die Hauptgemengteile näher ansehen:

Die im Handstück smaragdgrüne, im Schliff völlig farblose Hornblende ohne jeglichen Pleochroismus, ist teils als längere, teils kürzere Prismen ausgebildet, begrenzt von ∞P (110) und $\infty \bar{P} \infty$ (100), terminal dachförmig oder aber ausgefasert; ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110), häufige Querabsonderung senkrecht c; in einzelnen größeren Individuen macht sich auch vollkommene Spaltbarkeit noch (001) mit groben Spaltrissen geltend; Zwillingsbildungen noch (100) sehr verbreitet, wobei 2 und 3 Teilindividuen zu einem Sammelindividuum zusammentreten. Lichtbrechung mittelhoch, Doppelbrechung stark, und zwar nach Maßgabe der orangeroten und braungelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$ auf (010) bis $0{\cdot}016$ auf (100), Achsenebene ist (010), die optische Orientierung ist $\sphericalangle\, c : c = 22^0$ im spitzen $\sphericalangle\, \beta$. Dieser Amphibol gehört somit zum Achromait, den wir bereits aus dem Weigelith von Ebersdorf her kennen; derselbe ist nach seiner automorphen Gestaltung und nach seinem sonstigen Verhalten sicher primärer Entstehung.

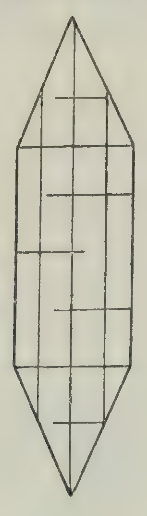
Der neben der farblosen Hornhlende mit vorkommende gleichfalls farblose Aktinolith ist durch seine ungewöhnlich langen und schlanken sowie quer abgesonderten Prismen charakterisiert, terminal lanzettförmig zugespitzt, schilfig, stengelig aggregiert und vollkommen spaltbar noch ∞P (110) markiert durch überaus feine Spaltrisse, Zwillinge nach (100) häufig; seine Lichtbrechung ist mäßig $n = 1{\cdot}62$, die Doppelbrechung stark, und zwar nach Maßgabe der grünen und blauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}026$ auf (010) bis $\gamma - \beta = 0{\cdot}020$ auf (100); Achsenebene ist (010) die optische Orientierung, d. h. die Auslöschungsschiefe in mehreren Schnitten gemessen, ergab als Mittelwert $\sphericalangle\, c : c = 14^0$ im spitzen Winkel β. — Der Aktinolith ist zweifellos sekundär aus dem Enstatit entstanden, und zwar erfolgte die Umwandlung allmählig von innen nach außen, so daß der Kern bereits Aktinolith, die Hülle noch aus Enstatit besteht; oder wir können die lamellare Durchdringung von Enstatit mit Aktinolith beobachten; oft ist der Kristall an einem Ende noch Enstatit, am anderen Ende bereits zu Aktinolith geworden. Was jedoch unser besonderes Interesse fesselt, ist die Tatsache, daß wir außerdem in den langgestreckten prismatischen Kristallen des Aktinoliths die Diallaglamellen des Enstatits wiederfinden, welche den nachhaltigsten Widerstand der Amphibolitisierung entgegensetzen. Daß es sich tatsächlich um Diallaglamellen handelt, beweist die verschie-

dene Auslöschungsschiefe, welche im Aktinolith $c:c = 14^0$ im spitzen Winkel β, beim Diallag ∢ $c:c = 43^0$ im stumpfen Winkel β beträgt. Die Auslöschung des monoklinen Pyroxens erfolgt für zwei alternierende Lamellen gleichzeitig, was durch ihre Zwillingsstellung bedingt ist. Bei der in Rede stehenden Umwandlung hat sich der Aktinolith die langprismatische Gestalt des Enstatits bewahrt; derselbe gehört wohl nach seiner Entstehung zu den pneumatolytischen Nach- und Umbildungen. —

Die in größerer Zahl im Gestein vertretenen Olivine (siehe Fig. 17) sind teils große unregelmäßige Individuen ohne kristallographische Begrenzung, teils weist ihre allgemeine Gestalt auf die

Fig. 17.

Großer Olivin nach (100) aus Weigelith.



Kombination $\infty P \infty$ (100) . $\infty P \breve{\infty}$ (010) und $2 P \breve{\infty}$ (021) hin, welche in der Regel infolge Maschenstruktur in eine große Menge frisch erhaltener kleiner Olivinkörner aufgelöst sind, zwischen welch letzteren sich die Magnetitschnüre und querfaseriger Chrysotil hindurchziehen. Aus der Anordnung der Maschen erkennen wir, daß der Olivin vollkommene Spaltbarkeit nach (010) und eine weniger anhaltende nach (100) besitzt; außerdem bemerkt man zahlreiche grobe Quersprünge, welche Zerklüftung bei fortgesetzter Serpentinisierung sich immer dichter verästet. Der Olivin ist im Handstück gelbgrün, im Schliff farblos, seine Lichtbrechung ist stark, daher deutliches Relief und runzelige Oberfläche sowie dunkle Ränder auch der frischen Olivinkörner, die Doppelbrechung ist stark $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$, daher die Interferenzfarben dunkelviolettrot und lebhaft orangegelb bis orange II. Ordnung in Basisschnitten, dagegen auf (100) und (010) wesentlich niedrigere Exponenten mit gelben und grauen Interferenzfarben am Anfang I. Ordnung; Achsenebene ist (001), die Brachydiagonale a

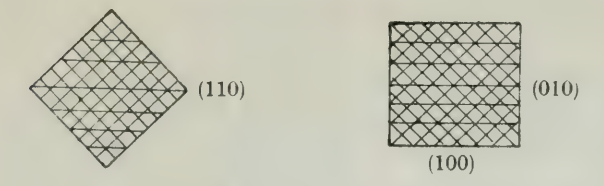
spitze Bisektrix und optische Achse c, es ist demnach die optische Orientierung $a = c$, $b = a$, $c = b$, daher der Olivin optisch positiv. — Außerdem ist an unserem Olivin magmatische Korrosion deutlich zu beobachten, die Kristalle erscheinen jedoch lediglich an der Peripherie mehr oder weniger wieder aufgelöst, also diese Erscheinung nicht jene Intensität erreicht, wie wir sie am Enstatit der anderen Vorkommen sehen.

Als Einschlüsse des frischen Olivins sind anzuführen: langleistenförmige Kristalle des Enstatit, und zwar teils homogen, teils mit Diallaglamellen verwachsen, gleichwie solche von dem oben beschriebenen Aktinolith, welche den Olivin spitzeckig durchscheiden.

Der im Schliff völlig farblose Enstatit zeigt speziell in diesem Gestein automorphe Gestaltung, wie seine mannigfaltigen makroskopisch beobachteten Formen lehren, welche auch zum Teil u. d. P. M. bestätigt werden; seine langgestreckten dünnen pinakoidalen Prismen sind im Dünnschliff dominierend, die meist an den Enden pyramidal begrenzt oder aber büschelig ausgefasert sind, außer

Fig. 18.

Basisschnitte des Enstatit.



dem herrschenden (100).(010) kommt hier auch ∞P (110) selbständig vor, was selten; mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit und Teilbarkeit nach (100) (siehe obenstehende Skizze, Figur 18), welche zusammen die Feinfaserigkeit bedingen, häufig wiederholt ist Querabsonderung senkrecht c, markiert durch grobe Spaltrisse. Die Licht- und Doppelbrechung ist genau dieselbe, wie wir sie beim Enstatit der Marchite und Lherzolithe auf unserem Zuge festgestellt haben. Genau wie in den letzteren beobachteten wir auch im vorliegenden Gestein, daß neben dem homogenen Enstatit auch ebenso viele Schnitte durch die gesetzmäßige lamellare Verwachsung mit Diallag ausgezeichnet erscheinen, welche vielfach wiederholt parallel (100) in Zwillingsstellung eingeschaltet sind, wobei diese Diallaglamellen in Schnitten nach (100) durch ihre stärkere Doppelbrechung und in solchen nach (010) durch die schiefe Auslöschung $\sphericalangle c:c = 43^0$ im stumpfen Winkel β leicht zu unterscheiden sind.

Der Titanit ist nur ein untergeordneter Gemengteil auf einzelne Kristalle und Körner beschränkt und gewöhnlich im Enstatit eingeschlossen, welche teils unregelmäßige, teils spitzrhombische und rechteckige Querschnitte darbieten, mit zu den Umrißlinien nicht parallelen Spaltrissen, charakterisiert durch hohe Licht- und Doppelbrechung, welche zwischen $\times$ Nicols die irisierenden matten Inter-

ferenzfarben hoher Ordnungen hervorbringt. Im Inneren dieser Titanite bemerken wir opake Körnchen und eine braune Bestäubung, welche wohl auf Ilmenit als Ursprungsmineral hinweist. Die sonst dem Enstatit eingeschalteten Ilmenitlamellen fehlen diesem Vorkommen gänzlich. Der Magnetit ist in denjenigen Olivinen, worin die Serpentinisierung im Anfangsstadium steht, sekundär in Form von Schnüren, Balken und zusammenhängenden Aggregaten in großer Menge ausgeschieden.

Die Struktur unseres Gesteines ist wesentlich eine ophitische. Der Achromait durchschneidet leistenförmig die Olivine und zum Teil auch die Enstatitaggregate; außerdem scharen sich die Achromaite derartig zusammen, daß sie den Olivin rings einschließen oder der Olivin nur auf die dreieckigen Zwickel zwischen den Amphibolen beschränkt bleibt, demzufolge die Struktur der ophitischen bei Trapp, Diabas und Melaphyr vollständig gleichwertig ist, mit der Ausscheidungsfolge Achromait, Enstatit, zuletzt Olivin. Diese Struktur läßt keinen Zweifel darüber aufkommen, daß unsere Weigelithe eruptiver Natur sind. —

Umwandlungserscheinungen am Weigelith.

Diese erscheinen von den bisher betrachteten Gesteinen auf unserem Zuge wesentlich verschieden und bewegen sich nach zwei Richtungen, und zwar hauptsächlich zur Strahlsteinbildung, untergeordnet auch nach dem Serpentin.

Eine nicht häufig auftretende, jedoch nur u. d. P. M. konstatierte Umwandlung des Olivins und des Enstatits vollzieht sich in der Weise, daß es zur Ausscheidung rhomboedrischer Karbonate kommt, und zwar in meist größeren und unregelmäßigen Körnern und verzahnten Aggregaten, die wohl dem Magnesit angehören. Derselbe ist im Schliff völlig farblos, die Lichtbrechung ist für den Strahl $\omega = 1{\cdot}7$, für den Strahl $\varepsilon = 1{\cdot}5$, die Doppelbrechung ist sehr hoch $\gamma - \alpha = 0{\cdot}20$- demzufolge die in diesem Falle lebhaft grünen und purpurnen Inter, ferenzfarben hoher Ordnung; vollkommen spaltbar nach R $(10\overline{1}1)$ mit gedrängten und anhaltenden Spaltrissen, jedoch keine Zwillingsbildung, ferner liegt die Auslöschung parallel zu den Spaltrissen. Zahlreiche Einschlüsse im Magnesit, sowohl des Olivins, als auch homogenen Enstatit, sowie lamellaren Enstatit-Diallags belehren uns über den Verlauf der Umwandlungsvorgänge, denen wir die Anwesenheit des Magnesits unter den Uebergemengteilen zu danken haben.

Dagegen beginnt die normale Umwandlung der großen Olivine mit der sekundären Abscheidung des Magnetits, der auf Spaltrissen und Klüften des Olivins die bekannten Netzschnüre und Balken im Serpentin liefert oder sich zu großen Körnerhaufen sammelt. Die Serpentinisierung ist in diesem Gestein auch mikroskopisch nur auf wenige unregelmäßige Streifen beschränkt und ergreift nach den großen Olivinen zum Teil auch die Enstatite. Der Serpentin ist im reflektierten Licht olivgrün, im transmittierten farblos und dessen Anfangsstadium dadurch charakterisiert, daß derselbe zunächst den

groben Spaltrissen und der regellosen Zerklüftung im Olivin folgt; er ist ein querfaseriger Mikrometaxit, der zahllose vielverzweigte Aeste darin bildet, fast immer mit einer Magnetitschnur im Kern, was zur typischen Maschenstruktur führt. Durch solchen Prozeß werden die großen Olivine in ein Aggregat sehr vieler noch frischer Körner zerteilt, welche aber nach ihrer gleichen Orientierung als zusammengehörig leicht erkannt werden. Selten kommt es zu ausgebreiteten Serpentinpartien, die sich zu Streifen und Striemen ordnen, solche mehr oder weniger dicht gestrickt erscheinen, worin mitunter noch Reste frischer Olivinkörner und Enstatitstengel, beziehungsweise Prismen, nebst solchen von lamellarem Enstatit-Diallag als Einschlüsse in dem Maschengewebe von Serpentin umherliegen und eine beredte Sprache für die stattgehabten sekundären Umkristallisationen führen.

Ein kleiner Teil der sonst unversehrten Hornblende- und Aktinolithaggregate läßt lokal eine auffällige Trübung wahrnehmen, welche sich als Folge ihrer Umwandlung in stark doppelbrechenden Talk darstellt. —

Verf. hat an Ort und Stelle große Weigelithblöcke gefunden, die wohl äußerlich mit einer dicken Serpentinrinde überzogen waren, deren Hauptmasse im Innern jedoch völlig in ein filzigfaseriges Gewebe von grau- und lauchgrünem Strahlstein nebst sekundär ausgeschiedenem Kalzit umgewandelt erschien und das einen nephritischen Charakter besaß, womit auch die überaus große Zähigkeit und Verbandsfestigkeit solchen Strahlsteinfelses im Zusammenhange steht. —

Nach vollendeter Metamorphose zeigen viele Handstufen ein parallelfaserig gewundenes und welliges Gewebe, bestehend aus abwechselnden Faserbüscheln von grasgrünem Aktinolith (Strahlstein) und seidenglänzendem feinhaarigem Amphibolasbest, worin sich noch da und dort spärliche Ueberreste des Ursprungsgesteins blicken lassen; oder diese Neugebilde erscheinen als ein verworrenstengliges und divergentstrahliges Gewebe von grau- und lauchgrünem Aktinolith mit farblosem Tremolit, beide Mineralien sind an dem charakteristischen Amphibolprisma von $124^1/_2{}^0$ leicht erkennbar, auch darin sind spärlich Serpentin und Ueberreste des Ursprungsgesteins enthalten; mitunter scheinen die divergenten, von einem Zentrum radial ausstrahlenden Aktinolithaggregate aus prismatischen Stengeln zusammengefügt, welche 25—30 *mm* groß gewachsen sind. Solche schöne Strahlsteine verdienen in jeder Sammlung einen Platz; niemand wird jedoch eine Ahnung davon haben — daß sie aus dem natürlichen Zusammenvorkommen herausgerissen — von dem Weigelith, beziehungsweise Enstatit abstammen, denn nichts erinnert mehr an den ursprünglichen Mineralbestand.

Im hohen Grade charakteristisch sind diese Erscheinungen an solchen Stufen, welche aus olivinreichem Weigelith hervorgegangen sind und sich demzufolge als ein eigenartiges Gemenge von divergentstrahligem Aktinolith nebst krummfaserigem Amphibolasbest (beide nach Enstatit) und schwarzgrünem Serpentin (nach Olivin) darstellen. Der letztere verwittert oberflächlich zu Leuko-

phit, dadurch die typische Maschenstruktur des Olivinserpentins mit ihren Magnetitschnüren schon makroskopisch zum Ausdruck kommt. Auch der Strahlstein, beziehungsweise dessen Asbest umschließt größere Ilmenit- beziehungsweise Magnetitkörner, welche gern limonitisieren. —

In dieser Reihe sekundärer, neugebildeter Mineralien und Gesteine fehlt auch der Chloritschiefer nicht, welcher durch seine Weichheit auffällt; er ist zusammengesetzt aus einem kleinschuppigen Aggregat von Chlorit und Talk, darin häufig spärliche Reste von dichtem, muschligbrechendem Serpentin, eingesprengt mit Magnetit nebst seltenem Rutil, in der schuppigen Chlorittalkmasse regellos verteilt sind; sie belehren uns über die Abstammung dieses Chloritschiefers vom Serpentinfels.

Diese mannigfaltigen Umwandlungsprodukte des Weigeliths erinnern in vielfacher Beziehung an die Topfsteinstöcke, beziehungsweise deren peripherische Schalen in der Umgebung von Zöptau, welche ebenfalls von ultrabasischen Pyroxeniten, beziehungsweise Amphibololiten abstammen[1]. Sowie dort, müssen wir auch hier am Weigelsberge diese durchgreifende Gesteinsmetamorphose auf posteruptive Prozesse zurückführen, und zwar zunächst auf pneumatolytische Einwirkungen, welche ihre Tätigkeit noch lange Zeit nach der Eruption fortgesetzt haben; schließlich waren es Thermalquellen und deren Dämpfe, welche das Werk der Hydration und Oxydation des Weigeliths vollendeten. —

Eine vollständige chemische Analyse von dem Weigelith (Amphibol-Enstatit-Peridotit) liegt leider nicht vor, man beschränkte sich lediglich darauf, in den Stufen jener grobkörnigen Varietät des Weigeliths, welche außerordentlich stark auf die Magnetnadel retraktorisch einwirken, die Menge des Eisens zu bestimmen und fand darin:

	Gewichtsprozente
Eisenoxyd	6·76
Eisenoxydul	2·64
Zusammen . . .	9·40

was einem Gehalt an Magnetit von 8·52% entspricht, während der Rest von Fe_2O_3 = 0·88% an Ilmenit gebunden ist. —

Am Westabhang des Weigelsberges tritt in dem bisher betrachteten normalen Weigelith noch ein monokliner, diallagähnlicher Pyroxen hinzu, welcher stellenweise derartig zunimmt, daß ihm die Rolle eines wesentlichen Gemengteils zufällt. Das Gestein enthält hauptsächlich Hornblende und Aktinolith, nebst spärlichem unversehrt gebliebenem Enstatit und Olivin, welch letzterer von den beiden ersteren nach allen möglichen Richtungen quer durchsetzt wird, während der Olivin mit dem Diallag innig verwachsen erscheint. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Diallag sich auf Kosten des Olivins

[1]) Fr. Kretschmer: Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 115—136.

gebildet hat, denn wo der letztere abnimmt, wird er durch Diallag ersetzt, welcher sich daselbst in Zunahme befindet. — Der letztere ist mit graugrüner Farbe, durchsichtig, hat ein kleinblättriges Gefüge parallel der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) mit starkem Perlmutterglanz, was auf den Bruchflächen des Gesteins einen halbmetallischen Schiller bedingt. —

In diesem Gestein hat die Serpentinisierung im höheren Grade um sich gegriffen, womit die größere Menge des sekundären, nestförmig ausgeschiedenen Chromits im Zusammenhange steht, der wohl aus dem Chrom- und Eisengehalt des Olivins herstammt. Das Gestein wäre also nach diesem allerdings nur makroskopischen Untersuchungs-Ergebnis als ein halbserpentinisierter diallagführender Weigelith zu bezeichnen. —

Nach dem auf den dortigen Steinhalden umherliegenden Material zu schließen, wird der Weigelith von Weigelsdorf gleich wie der Lherzolith am Zdiarberg von Pegmatit- und Plagiaplitgängen durchtrümmert; dieselben führen neben farblosem bis grünlichweißem Muskovit in Nestern akzessorisch gelbgrünen Malakolith in Körnern, nebst olivgrünem Biotit und spärlichem Ilmenit in wunderlichen schlakkigen Gestalten.

Der Marchitserpentin vom „Steinbüschel" bei Kratzdorf. (Enstatit—Diopsid—Serpentinfels.)

Dieses durch seine schönen und großen Enstatite bemerkenswerte Vorkommen liegt im sogenannten „Steinbüschel" bei Ober-Kratzdorf. Man gelangt auf dem kürzesten Wege dahin, wenn man bei der sogenannten Krockereibrücke unterhalb Mähr.-Altstadt die Graupatalstraße auf dem Feldwege gegen Ober-Kratzdorf verläßt, in ungefähr 1 *km* Entfernung. Hier liegt der Serpentin in großen Felsblöcken auf den Feldrainen, Feldwegen und „Steinrücken" umher, während am Steinbüschel selbst der Serpentin einer richtungslos und stark zerklüfteten Felsmasse zutage ansteht, auf welcher mehrere kleine Steinbrüche seinerzeit in Arbeit genommen wurden, seither aber wieder still stehen. Nach diesen Aufschlüssen ergibt sich, daß der Serpentinfels eine parallel zum allgemeinen Streichen ungefähr 1 h gestreckte stockförmige Masse bildet, deren Länge nach dieser Richtung ungefähr 300 *m*, die Breite senkrecht dazu zirka 150 *m* beträgt. Der gedachte Serpentinstock wird im Liegenden und Hangenden von dem daselbst herrschenden Gneisglimmerschiefer rings umschlossen, dessen Streichen im Liegenden mit 1 h, das Einfallen 19 h unter ∢ 80° observiert wurde. Im nahen Hangenden ziehen die Amphibolite unserer gangförmigen Dioritgabbrozone vorbei, während die Gneisglimmerschiefer seiner Schieferhülle zuzuzählen sind. Diese Lagerungsverhältnisse lassen den diatrematischen Charakter auch dieses Serpentinstockes erkennen. Es ist dies eine Durchschlagsröhre im Gneisglimmerschiefer, welche vom Liegenden des großen Dioritgabbroganges ausgeht und als ein

ultrabasischer Nachschub des dioritisch-gabbroiden Stamm-magmas aufzufassen ist. —

Der dichte schwärzlichgrüne Serpentinfels von mattem Wachsglanz und von unebenem bis spliterigem Bruch umschließt häufig zahlreiche, lokal gut ausgebildete Reste von Enstatit, davon ein Teil zu Bastit umgewandelt erscheint, dagegen sich der Diopsid nur als ein mikroskopischer Gemengteil darstellt. —

Der Enstatit häuft sich oft derartig an, daß der Serpentin nur noch eine Art Zwischenklemmungsmasse zwischen dem Enstatit ausmacht. Die stark perlmutterglänzenden Enstatitkristalle sind lang-säulenförmig, teils einfache Kristalle, mitunter knieförmige, meist kreuzförmige Zwillinge, als Seltenheit kommen auch sternförmige Zwillingsgebilde vor. Die Kristalle werden auch hier von $\infty \bar{P} \infty$ (100) . $\infty \breve{P} \breve{\infty}$ (010), teils ohne deutliche terminale Flächen, teils mit deutlichen pyramidalen Endflächen begrenzt, ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) und nach (100), welche Hauptablösungsfläche durch metall-artigen Perlmutterglanz auffällt. Die knie- und kreuzförmigen Zwillinge folgen mehreren Gesetzen, und zwar nach $\breve{P} \breve{\infty}$ (011), ferner $^2/_3$ $\breve{P} \breve{\infty}$ (023) und 2 $\breve{P} \breve{\infty}$ (021), wobei sich die Hauptachsen der Individuen unter ∢ 60° 48′, beziehungsweise 42° 44′ und endlich 82° 30′ schneiden. Die Kristalle haben gewöhnlich eine Länge von 25—30 und 35 *mm*, dagegen die Dicke nur 4—8 *mm* mißt. Die Längsschnitte sind parallel *c* gestreift und faserig, was auf zahllose in der Längs-richtung verwachsene Stengel zurückzuführen ist, als Folge der Spalt-barkeit parallel (110). Die Kristalle sind häufig gebogen, zuweilen auch nach dem flachen Doma zerbrochen und danach verschoben; ihre Farbe ist im reflekt. Licht grünlichweiß, auch gelb-lichgrün, im transmitt. weingelb und farblos durchsichtig bis halb-durchsichtig. (Siehe umstehende Abbildung 19.)

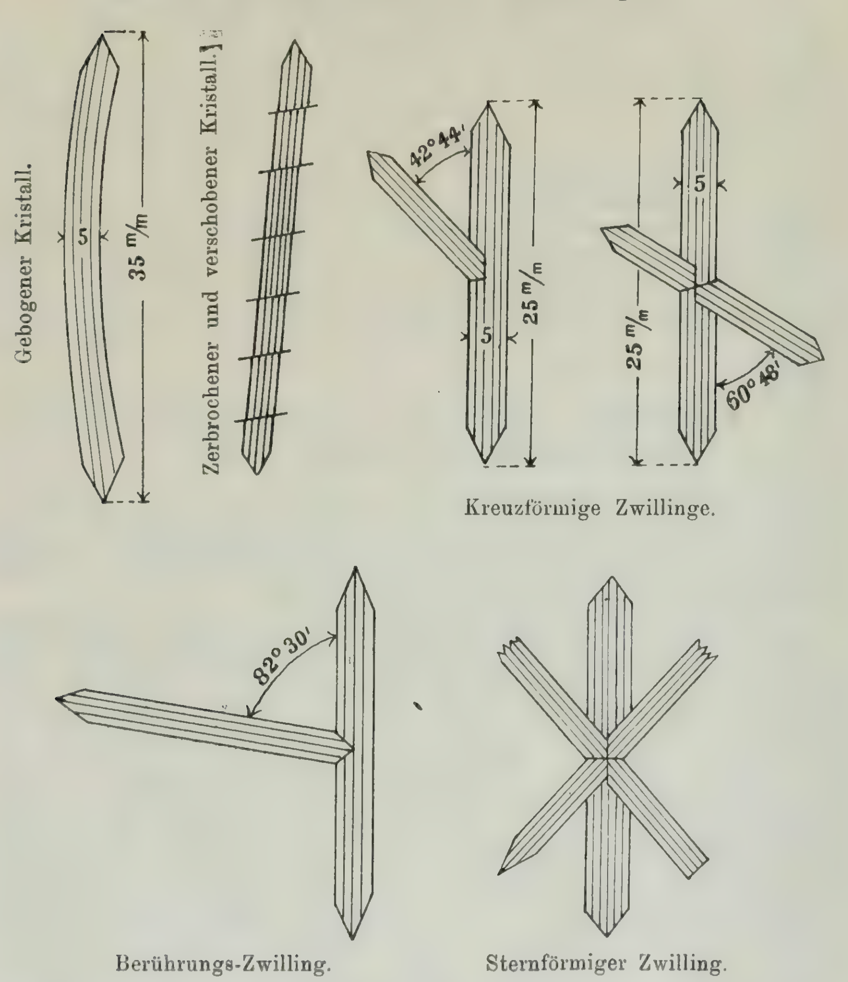
Umwandlung des Enstatits in Bastit ist eine lokal häufig wieder-kehrende Erscheinung, dabei sich auf der Hauptablösungsfläche nach (100) zunächst ein verminderter Schiller und Perlmutterglanz zeigt, welcher durch Glasglanz ersetzt wird, die grünlichgraue Farbe des Enstatits geht in Elfenbeingelb über, wird schließlich blutrot von dem zu Hämatit oxydierten Eisengehalt herrührend; mitunter ist der Bastit innen noch graugrün, außen mit einem blutroten Rand umsäumt; dabei bleibt die Spaltbarkeit nach (100) noch erhalten, dagegen die-jenige nach (110) vermißt wird; außerdem ist eine Querabsonderung nach (001) deutlich und steht mit der Zwillingsbildung nach $^1/_4$ $\bar{P} \infty$ (104) im Zusammenhange. — Auf den letztgenannten Spaltrissen findet in der Regel die Einwanderung des Serpentins in Form von Lamellen statt. — Die Bastite haben unter Verwitterung und Korrosion stark gelitten, so daß die kanalförmigen und sonstigen Hohlräume zwischen den Stengeln und Blättern mit massenhaftem Hämatit und Limonit erfüllt sind und worin man noch Reste von frischem Magnetit erblickt. Diese Verwitterungsprodukte lassen auf einen eisenreichen, dem Bronzit nahestehenden Enstatit schließen, im Gegensatze dazu sind die eisenarmen Varietäten noch frisch erhalten. Hier und dort kann man beobachten, daß der Bastit mit dem Enstatit verwachsen und durch Uebergänge verknüpft ist. — Die Bastitbildung ist lediglich

und insbesondere auf der Oberfläche des Kratzdorfer Marchits verbreitet, sie hört tiefer nach dem Gesteinsinnern allmählich auf. —

Gewisse Varietäten des Kratzdorfer Marchitserpentins enthalten neben spärlichem Chromit eine Unmenge von Körnern und Kristallen

Fig. 19.

Enstatite aus dem Kratzdorfer Marchitserpentin.



des Magnetits, womit sie mehr oder weniger gespickt sind, demzufolge das Gestein nicht nur einfachen Magnetismus zeigt, sondern im hohen Grade polarmagnetische Eigenschaften besitzt.

Mitunter beobachtet man direkte Umwandlung des Enstatits in Talk, welche von der Hauptablösungsfläche (100) aus erfolgt, wo sich seine stark perlmutterglänzenden Schuppen ausbreiten und allmählig die Enstatitkristalle und deren Aggregate ergreifen.

Auch der Kratzdorfer Marchitserpentin bedeckt sich durch Einwirkung der Atmosphärilien mit einer weißgrauen, 3 bis 10 *mm* dicken Verwitterungsrinde, die vorwaltend aus einem schneeweißen Mineral besteht, das dem Leukophit nahestehen dürfte, untergeordnet hellgelblichen blättrigen Talk führt, nebst einer großen Menge darin ausgeschiedenen Magnetits.

Dünnschliffe des Kratzdorfer Marchitserpentins.

Entgegen dem makroskopischen Befunde sehen wir in den Schliffen des Gesteins vom „Steinbüschel“, daß es in einer weiter fortgeschrittenen Umwandlung zu Serpentin als zu erwarten war, weil die Schliffe zu wenig frisch erhaltene Gesteinspartien getroffen hatten. Trotzdem ist auch in diesen unvorteilhaften Schliffen die Menge der langprismatischen Enstatitkristalle und seiner Körner nicht unbeträchtlich und ist es gelungen, die oben im makroskopischen Teile beobachteten knie- und kreuzförmigen sowie sternförmigen Zwillingsbildungen des Enstatits auch im Dünnschliff mit Hilfe ihrer Auslöschung zu entziffern. Ein auffällig großer Teil des Enstatits ist parallel (110) mit zahlreichen Lamellen von Ilmenit durchwachsen, welche bald ziemlich dick sind, bald zu großer Feinheit herabsinken. In den Schnitten des Enstatits nach (010) ist wahrzunehmen, daß derselbe auch hier von zahlreichen dünnen und genau parallelen Lamellen des Diallags verwachsen ist, an welchem die Auslöschungsschiefe gegen die Lamellentrasse $c:c \sphericalangle = 41^0$ im stumpfen Winkel β gemessen wurde. Weit zahlreicher sind jedoch jene Schnitte des Enstatits nach (100), die alsdann mit Diallaglamellen in großer Menge polysynthetisch verwachsen sind und darin beide Mineralien gleichzeitig und gerade auslöschen. In diesem Falle sehen wir, daß die Lamellen sehr ungleich breit und absätzig verlaufen, bald mehrfach verbogen und nach Art der perthitischen Verwachsung des Orthoklases spindelförmig und geflammt erscheinen. Die Diallaglamellen unterscheiden sich jedoch durch deren höhere Doppelbrechung, deshalb ihre lebhaft grünen und violetten Interferenzfarben in auffälliger Weise erglänzen. Mikroklinähnliche Gitterwerke fehlen auch diesem Vorkommen nicht, die dadurch entstehen, daß sich Diallaglamellen parallel zur Basis (001) des Enstatit einlagern und an der viel stärkeren Doppelbrechung leicht zu unterscheiden sind, denn die Diallaglamellen liegen mit ihrem (010) in der Ebene von (100) des Enstatits. Solche lamellare Strukturen des Enstatits erinnern lebhaft an ähnliche Strukturen der Feldspatgruppe.

Als zweites Hauptgemengteil ist auch im vorliegenden Gestein der Andiopsid zu betrachten, derselbe ist entweder selbständig ausgeschieden oder er erscheint mit dem Enstatit zu richtungslos körnigen Gesteinspartien verbunden, gegen welche der Serpentin zungen- und buchtenförmig vordringt. Unser Diopsid läßt auch in diesem Gestein prismatische Spaltbarkeit, beziehungsweise Feinfaserigkeit parallel *c* sowie da und dort Blättrigkeit erkennen, seine Farbe im Schliff ist grünlich, der schwache Pleochroismus eben noch wahrnehmbar, $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlich, $\mathfrak{b}$ gelblich bis farblos; Lichtbrechung höher

als im Enstatit; Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0 \cdot 030$, daher die reingelben Interferenzfarben; die Auslöschungsschiefe auf Schnitten nach (010) $\sphericalangle c : c = 38^0$ im stumpfen Winkel β. Der Diopsid ist nur xenomorph, Zwillingsbildungen nach (100) keineswegs selten.

Wodurch unser Andiopsid auch im vorliegenden Falle unser Interesse fesselt, ist seine polysynthetische Verwachsung mit Diallaglamellen, die parallel (110) eingeschaltet sind und mit dem Diopsid auf (010) parallel unter $\sphericalangle 38^0$ auslöschen, ihre Doppelbrechung ist auf (010) $\gamma - \alpha = 0 \cdot 024$ bis $0 \cdot 020$ herab, daher die leuchtenden grünen und violetten Interferenzfarben. — Außer den Diallaglamellen wurden darin auch Lamellen des Enstatits erkannt, wobei (010) der Diopsid parallel (100) des Enstatits liegt, welch letzterer sich durch seine niedrigere Doppelbrechung mit matten graublauen Interferenzfarben, von dem höher doppelbrechenden Diopsid mit intensiv leuchtenden Interferenzfarben scharf abhebt und außerdem auf (010) durch die gerade Auslöschung des ersteren und die schiefe des letzteren gut zu unterscheiden ist. — Endlich ist dieser ausgezeichnet lamellare Andiopsid überdies fast stets polysynthetisch mit dicken oder dünneren Lamellen des Ilmenit verwachsen, welche gleich den Enstatitlamellen ebenfalls parallel (100) eingeschaltet sind. Gedachte überaus charakteristische Lamellenstruktur des Andiopsid zeigt mithin auffällige Analogien zwischen der Pyroxen- und Feldspatgruppe, was insbesondere von der Perthitstruktur gilt.

Erscheinungen magmatischer Resorption sind insbesondere an dem frühzeitig ausgeschiedenen Enstatit zu beobachten und sehr verbreitet; seine Individuen sind oft stark abgenagt und verstümmelt, gegen welche überall das Wachstum des Diopsids fortschreitet und damit im Zusammenhange steht die innige Verwachsung dieser beiden ursprünglichen Komponenten.

Von ganz besonderem Interesse sind nun jene Schnitte des Enstatits nach (100), auf welchem sich die bekannten mikrolithischen Interpositionen ausbreiten, von deren Auftreten die nebenstehende Abbildung 20 ein naturgetreues Bild liefert. Dieselben erzeugen den metallartigen Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) und besitzen die ebenfalls in nebenstehender Abbildung 20 verzeichneten Querschnitte. Die überaus winzigen, stark glänzenden unter × Nicols gelbbraunen bis haarbraunen Kriställchen werden erst bei stärkster Vergrößerung erkennbar und sind dann vollständig farblos, die Licht- und Doppelbrechung erreicht den höchsten Wert, welcher bei gesteinsbildenden Mineralien vorkommt, daher das hohe Relief, die runzelige Oberfläche und die starke Totalreflexion; ihre Formen sind teils spitzrhombisch, teils leistenförmig mit beiderseitiger Zuschärfung, wie wir sie am Titanit kennen, teils quadratische und zugerundete. An derlei vereinzelten Schnitten wurde Zonarstruktur in sehr hohen Interferenzfarben beobachtet. Gedachte Mikrolithe sind, wie die Abbildung 20 darstellt, in Form von Maschen auf (100) verteilt, welche letztere zentral, zerhackte und skelettartige Ilmenitreste beherbergen und über die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge keinen Zweifel übrig lassen, dem zufolge die gedachten Mikrolithe aus sekundärem Titanit bestehen, der sich aus den Lamellen des

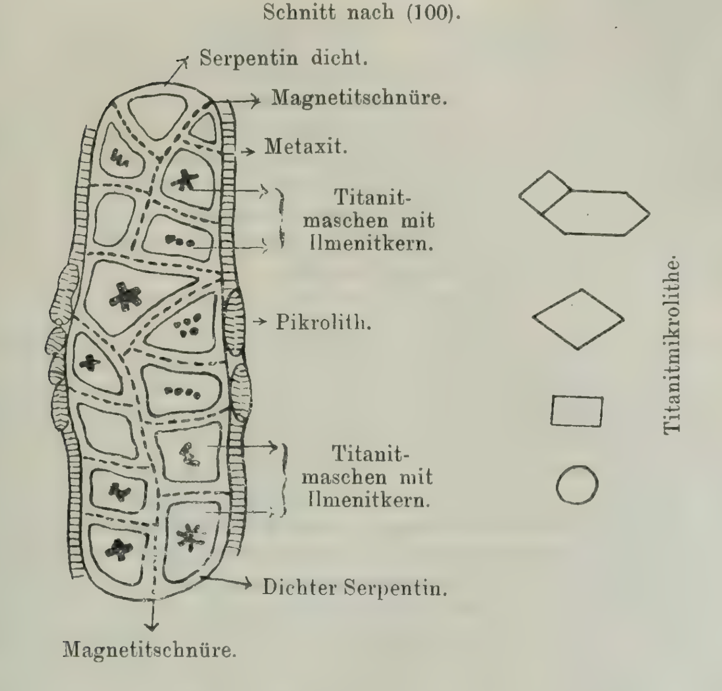
dem Enstatit eingeschalteten Ilmenits gebildet hat; ein in der Gesteinswelt sehr häufig wiederkehrender Umwandlungsprozeß. —

Auf einem dergleichen Schnitte des Diopsids nach (100) verbreiten sich folgende mannigfaltige Umwandlungsprodukte des Ilmenits, zu deren Aufhellung stärkste Systeme nötig sind, und zwar:

Fig. 20.

Titanitlamelle im Enstatit.

Schnitt nach (100).



farbloser Titanit mit seinen quadratischen, spitzrhombischen und leistenförmigen, beiderseits zugespitzten Durchschnittsformen, ferner honiggelber bis fuchsroter Rutil, teils langleistenförmig, teils regellose Lappen und Körnerhaufen und endlich Anatas in kleinsten tiefdunkelblauen, schwach pleochroitischen Pyramiden, es sind dies durchwegs Titanmineralien von stärkster Licht- und Doppelbrechung, mit hohem Relief, runzliger Oberfläche und starker randlicher Totalreflexion, welche den starken metallartigen Perlmutterglanz auf (100) bedingen. Im Zentrum dieser Umwandlungsprodukte finden wir auch hier zahlreiche Reste des ursprünglichen Ilmenits in rektangulären Formen und staubartigen Körnern verteilt.

Auch der Serpentin des in Rede stehenden Gesteins zeigt das Bild ausgezeichnete Aggregatpolarisation in einheitlichen graublauen Interferenzfarben, die Lichtbrechung ist die des Kanadabalsams

$n = 1·54$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0·005$. Betreffend seine Mikrostruktur ist zu bemerken, daß diese entsprechend dem Enstatitserpentin vorherrschend klein- und engmaschig gestrickt erscheint, die Stränge und Balken bestehen aus isotropem Serpentin, diese bilden mit und ohne Magnetit das Netz, dagegen werden die Maschen meist durch parallelfaserigen Metaxit ausgefüllt, zurücktretend ist die Menge jener gewöhnlich runden Maschen, welche radialfaserigen, konzentrisch schaligen, auch wirrfaserigen Pikrolith enthalten, beide letztere stellen jene Ellipsoide und Sphäroide des Leukophits dar, welche infolge Verwitterung deutlicher hervortreten und makroskopisch sichtbar werden.

Im Metaxit ist die Faserachse Richtung der kleinsten Elastizität, daher die Auslöschung parallel und senkrecht zu den Fasern erfolgt. In fast sämtlichen Schnitten des Enstatits und Diopsids kann man das buchten- und zungenförmige Vordringen des Serpentins von den Rändern aus, als auch auf Spaltrissen der Muttermineralien verfolgen, so wie man häufig inmitten der letzteren Schnitte Pikrolith- und Metaxitmaschen bemerkt. — Regnerationen des Serpentins zu Chrysotil scheinen diesem Vorkommen zu fehlen, so wie auch Talkbildung nur im beschränkten Maße nachweisbar ist. Olivin und Feldspäte konnten nicht nachgewiesen werden. —

Weigelith als Schlieren am Südwestende des Marchitserpentinstockes bei Kratzdorf.

Am südwestlichen Ende unseres Serpentinstockes am „Steinbüschel“ stieß Verf. auf große Blöcke eines frischen, schwarzgrauen, wenig serpentinisierten Gesteins, worin der Enstatit meist in blätterigen Aggregaten ausgebildet erscheint, welche zufolge ihres metallartigen Perlmutterglanzes auf der Blattfläche = (100) in der übrigen Gesteinsmasse scharf aufblitzen und in letzterer gleichwie porphyrisch ausgeschieden sind. Daneben kann makroskopisch kein anderer Hauptgemengteil festgestellt werden, außer dem sekundär neugebildeten Serpentin, welcher das andere überwuchert. — Der herrschende Enstatit ist in diesem Falle von graugrüner Farbe, und nach (100) ausgezeichnet parallelblätteriger Struktur, seine Individuen liegen teils parallel, teils kreuz und quer unter sich und mit den anderen unbestimmbaren Komponenten verwachsen; unmerklich verlieren sich die gedachten Komponenten im Serpentin dergestalt, daß das eine Ende der Blätteraggregate noch als Enstatit erhalten ist, das andere Ende bereits im Serpentin untertaucht. Chromitaggregate sind relativ selten in diesem frischen Gestein.

Nach dem Dünnschliffbilde u. d. P. M. erkennen wir alsbald, daß es sich um einen vielseitigen und mineralreichen Peridotit handelt, der uns in instruktiver Weise die mannigfaltige Spaltungsfähigkeit des ultrabasischen Magmas vor Augen führt. Es liegt ein hypidiomorphkörniges Gemenge folgender prismärer Hauptgemengteile vor, und zwar Olivin, Enstatit und Hornblende (Achromait), wozu sich als akzessorische Gemengteile gesellen: Pleo-

nast, Chromit, Ilmenit und Magnetit, sekundär neugebildete Aktinolithaggregate und einzelne Kalzite. Obwohl das Gestein makroskopisch frisch erscheint, ist dessenungeachtet ein Teil des Olivins bereits der Serpentinisierung zum Opfer gefallen, so daß Serpentin immerhin einen solchen Anteil an der Gesteinszusammensetzung hat, der ihn jedem anderen Hauptgemengteil gleichstellt. Wir wollen nun die Reihe der Komponenten näher beleuchten:

Der Olivin ist zumeist in Form gerundeter, nach der Querfläche längsgestreckter Körner, beziehungsweise tafeliger Individuen ausgebildet, die Querschnitte besitzen zwei aufeinander senkrechte Spaltrichtungen, und zwar parallel (010) und (001) markiert durch grobe Spaltrisse, dazu kommen in manchen Schnitten zahllose Sprünge. Deshalb sind die meisten Olivinindividuen in einen Grus zahlloser kleinster Körner aufgelöst, die stets eine durch ganze Individuen gleiche optische Orientierung haben. Spaltrisse und Sprünge bilden endlich ein vielverzweigtes Geäder, worin da und dort gelbbrauner Titanolivin einwandert oder sich Magnetitschnüre mit querfaserigem Chrysotil verbreiten. Im Schliff ist der Olivin völlig farblos oder aber durch Erze, insbesondere Chromit schwarz bestäubt; Lichtbrechung zufolge des hohen Reliefs und der runzeligen Oberfläche bedeutend $n = 1{\cdot}68$, Doppelbrechung auf Basisschnitten $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$ nach den dunkelrotvioletten Interferenzfarben an der unteren Grenze der II. Ordnung zu schließen.

Der Enstatit besteht teils aus einzelnen besonders großen unregelmäßigen Körnern, teils aus kleinkristalligen Aggregaten, ausgestattet mit vollkommener Teilbarkeit (Blätterigkeit) nach (100) und gleichvollkommener Spaltbarkeit nach (110), wie wir uns an zahlreichen Basisschnitten überzeugen können; zuweilen entwickelt sich speziell in den kleinen Kristallen Faserung; auch zeigt der Enstatit zumeist die wiederholt erwähnte charakteristische Krümmung und Torsion seiner Individuen, verknüpft mit starker undulöser Auslöschung. Im Schliff völlig farblos, Lichtbrechung schätzweise $n = 1{\cdot}67$; Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}010$, daher die gelblichweißen bis strohgelben Interferenzfarben. –

Verwachsungen des Enstatits: Während einzelne Schnitte fast gar keine lamellare Verwachsung mit Ilmenit darbieten, enthalten andere zahlreiche Ilmenitlamellen, welche stets parallel den Spaltrissen nach (100) liegen. Dagegen sind die meisten großen Enstatitschnitte mit Lamellen des Diallags erfüllt, manche sind damit geradezu gespickt; ihre Breite und Anzahl nimmt derartig zu daß schließlich der Diallag vorherrscht. Die Diallaglamellen sind parallel den Spaltrissen nach (110) eingeschaltet, dergestalt daß auf Schnitten nach (100) des Enstatit, beide Mineralien gerade auslöschen, jedoch durch das Maß der Doppelbrechung unterschieden sind, dagegen auf (010) löschen die Lamellen des Diallags schief aus, und zwar wurde der $\sphericalangle c : c = 41-43^0$ im stumpfen Winkel β gemessen. Die Auslöschung erfolgt zumeist symmetrisch nach den beiden Seiten von (010) aus, so daß die Lamellen in Zwillingsstellung sich befinden. Zahlreiche Schnitte des Enstatits enthalten noch ein zweites Lamellensystem von Diallag, quer zur Prismenachse einge-

schaltet, und zwar derartig, daß plagioklasähnliche Gitterwerke (gleichwie nach Albit und Periklingesetz) entstehen; dabei fällt (010) des Enstatits mit (010) des Diallags zusammen und alsdann in derlei Schnitten die Diallaglamellen schief auslöschen. An dergleichen letztgeschilderten Schnitten der großen Enstatite ist außerdem eine breite Zwillingslamellierung nach dem altbekannten Gesetz $^1/_4$ $P \bar{\infty}$ (104), welche sich jedoch als eine Druckerscheinung zu erkennen gibt. —

Die als Hauptgemengteil im Gesteinsgewebe vertretene Hornblende (der Var. Achromait) ist meist automorph, und zwar in bald kleinen, bald bis 10 mal und darüber größeren Kristallen ausgebildet, so wie auch kleine unregelmäßige Körner nicht fehlen. Die Kristalle sind vorwiegend von dem einfachen ∞P (110) begrenzt, an den beiden Enden von (001) abgestumpft oder dachförmig zugeschärft, bisweilen langspitzig ausgezogen; ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) ist durch unter dem Winkel $124^1/_2{}^0$ sich kreuzenden Spaltrissen in Basisschnitten, und parallel geradlinig anhaltend in Längsschnitten sichtbar, nebst groben oft wiederholten Quersprüngen senkrecht zur Prismenachse, insbesondere sind die schlanken aktinolithischen Prismen häufig quer zerbrochen. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig, Schnitte nach (100) und solche $\perp c$ lassen oft 2 Hälften verschiedener Auslöschung erkennen, die entweder geradlinig begrenzt oder unregelmäßig durcheinandergewachsen sind, mitunter sind auch mehrere Individuen in derselben Weise lamellar verzwillingt. — Im Dünnschliff blaßgrünlich und farblos ohne Pleochroismus. Lichtbrechung nahezu gleich derjenigen des Enstatits also $n = 1·64$, die Doppelbrechung hoch, und zwar auf (010) $\gamma - \alpha = 0·025$, daher die grünen und grünblauen Interferenzfarben am Anfange der II. Ordnung. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ wurde im Durchschnitte zahlreicher Messungen mit 24^0 im spitzen Winkel β ermittelt, womit sich die Hornblende dem Hastingsit in der Gruppe der Alkaliamphibole nähert und zu der oben festgestellten Varietät des Achromait gehört; dagegen die hohe Doppelbrechung auf steigenden Eisengehalt hinweist.

Ein untergeordneter Teil des Amphibols, und zwar die langsäulenförmigen, an den Enden lang zugespitzten, teils bereits faserigen Aggregate desselben, mit hoher Doppelbrechung jedoch der kleinen Auslöschungsschiefe von $\sphericalangle 12^0$, sind deshalb schon dem Aktinolith beizuordnen und dürften wohl, wie am Weigelsberge, sekundär aus dem Enstatit hervorgegangen sein.

Der geschilderte automorphe Achromait findet sich vielfach als Einschluß inmitten des xenomorphen Enstatits, mit welch letzterem derselbe vielfach verflochten ist, was zur Implikationsstruktur führt; dagegen ist derselbe dem Olivin bloß peripherisch angelagert, selten dringt er in den letzteren ein. Die automorphe Gestaltung unseres Achromaits ist gewiß ein sprechender Beweis dafür, daß er zu den primären Komponenten gehört und sich weder auf Kosten des Olivins noch des Enstatits gebildet hat. Wir erhalten demnach als Ausscheidungsfolge für unser Randgestein: Erze und Spinelle, Hornblende, Olivin mit dem Enstatit am Schluß der Reihe.

Der Eisenspinell zeigt selten die Form *O* (111), in der Regel nur Körner und deren Haufwerke sowie schlauchähnliche Formen, im Schliff grün, helldurchsichtig, optisch isotrop, die Lichtbrechung hoch $n = 1·75$, demzufolge dunkle Umrandung und stark runzelige und rauhe Oberfläche. Jedenfalls ist es wichtig, daß dieser Spinell aus der Randzone unseres Serpentinstockes herstammt, wo er unzweifelhaft einen Rest von resorbierten Einschlüssen des Nebengesteins darstellt. Der Eisenspinell ist im Enstatit eingeschlossen, hingegen die Erze, speziell der Chromit und Magnetit im Olivin und Enstatit zur Ausscheidung gelangten.

Die bereits eingangs dieses Kapitels erwähnten Kalzitschnitte sind wohl nur sehr vereinzelt, sind aber gewöhnlich durch Zwillingslamellierung nach $^1/_2$ *R* $(01\bar{1}2)$ unzweifelhaft als solche charakterisiert; ihre Gegenwart ist wohl auf aus dem Nebengestein resorbierten Kalk zurückzuführen?

Von Neubildungen ist außer dem bereits oben angeführten Aktinolith nur noch der Serpentin zu erwähnen, der zum kleinen Teil als Maschenserpentin nach Olivin, teils als Faserserpentin nach Enstatit und schließlich der Löwenanteil davon als gemeiner Faserbalkenserpentin im Gestein ausgebildet erscheint.

Auch an anderen Punkten unseres Marchitserpentinstockes bei Kratzdorf kommen mehr oder weniger frische Gesteine ähnlicher Zusammensetzung vor, welche als Schlieren-, beziehungsweise als Randbildungen des Marchits aufzufassen sind. Bezeichnend für diese Art der Spaltungsprodukte ist es, daß darin Diopsid nicht zur Ausscheidung kam, vielmehr Hornblende seine Stellvertretung übernimmt. —

Lherzolith-Serpentinfels am „Juristenstein" bei Mähr.-Altstadt.

Von der Kirche zu Mähr.-Altstadt 0·6 *km* nordöstlich entfernt, befindet sich ein stockförmiger, mattschwarzer bis schwarzgrüner, vielfach richtungslos zerklüfteter, teilweise zutage ausbeißender Serpentinfels, im Volksmunde der „Juristenstein" genannt, darauf wiederholt Steinbrüche begonnen und wieder eingestellt wurden, davon zahlreiche Pingen Zeugnis ablegen. Streichen und Verflächen fehlt der Serpentinmasse, wahrscheinlich ist ein vertikales Einschießen in die Tiefe; ihre parallel zum allgemeinen Streichen 1 h 0 gd adjustierte Längsrichtung mißt ungefähr 90 *m*, während die darauf senkrecht gemessene Breite auf 60 *m* geschätzt werden kann. Dieser Serpentinstock hat seine Position ebenfalls im Liegenden des großen Dioritgabbroganges, welcher daselbst in einer Entfernung von nur 0·2 *km* mit seinen dickschiefrigen Dioritbänken vorbeistreicht; unmittelbar daran stoßen die Sedimentgesteine seiner Schieferumwallung, welche in solcher Kontaktnähe zu Biotithornfelsen umgewandelt sind und von dem gedachten Serpentinfels durchbrochen werden. Höchst feste massige Hornfelse hat Verf. in großen Blöcken in der Umgebung des Serpentinstockes und in dem Wegeinschnitt angetroffen, welcher daselbst nach dem Hüttenberge und

nach Kronfelstal führt. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung durch den Serpentinaufbruch ist jedoch hier ebensowenig als an den übrigen Fundorten wahrnehmbar.

Makroskopisch mit der Lupe sowie an Streupräparaten u. d. binok. M. bemerkt man in der dichten Serpentinmasse nur Spuren von Olivin, Enstatit nebst einem makroskopisch diallagähnlichen Mineral. Daneben erscheinen jedoch in manchen Handsteinen noch guterhaltene Körner und unbestimmbare Kristalloide von frischem oder halbserpentinisiertem Olivin und Enstatit in dem herrschenden Serpentin eingewachsen, welch letzterer noch deutlich die Maschenstruktur des Olivinserpentins erkennen läßt. Als Nebengemengteile sind anzusehen: hauptsächlich im Serpentin ausgeschiedene vereinzelte Nestchen des spärlichen Chromits, ferner Magnetit in reichlicher auf und ab schwankender Menge eingesprengt, selten ist Pyrit.

Auf den Gesteinsablösen und den sonstigen Strukturflächen des Serpentinfelses verbreiten sich häufig breitstengelige Aggregate von schwärzlichgrünem und grünlichweißem Chrysotil, ähnlich wie von den Serpentinbrüchen zu Buschin und auf der Goldkoppe bei Nieder-Eisenberg beschrieben wurde. Oft sieht man einen polysynthetisch stengeligen Wechsel von schwarzgrünem und weißem Chrysotil. Ein Teil der mattschwarzen dichten Serpentinmasse läßt häufig jene stengelig-blätterige bis feinfaserige Struktur des Enstatits erkennen, aus dem erstere zweifellos entstanden ist. Desgleichen läßt sich die allmähliche Aufzehrung der Olivinkörner durch ihr Aufgehen im Lherzolithserpentin an verschiedenen Stellen deutlich verfolgen.

Die ölgrünen bis weingelben Olivinindividuen lassen sich durch ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (010), ihren Glasglanz und deren mehr oder weniger fortgeschrittene Auflösung in ein kleinkörniges Aggregat desselben unterscheiden von dem nach (110) vollkommen spaltbaren und feinfaserigen, stark perlmutterglänzenden Enstatit, der außer in Körnern auch in säuligen Kristallen ausgebildet ist. Das kleinkörnige Olivinaggregat zeigt zahllose, napfförmig ausgehöhlte, schwefelgelbe Körner, die oft im Serpentin weit zerstreut sind und auf größere, früher zusammenhängende Individuen hinweisen. Große sphäroidisch geformte Olivine sind gewöhnlich bis 10 *mm* lang, 7 *mm* breit, zum Teil mit Enstatit verwachsen und erscheinen von dunklem Serpentin durchädert, oder Chrysotil ist auf parallelen Spältchen im Olivin eingewandert. Ein untergeordneter Teil des Olivins ist nelkenbraun von Brauneisenerz durchzogen, er ist infolge seiner Umwandlung ebenfalls durchwegs in ein Aggregat zahlloser löcheriger Körner zerfallen, so daß solcher Olivin dem eisenreichen Hyalosiderit zuzuzählen sein dürfte.

Der Diallag kommt in oliven- und lauchgrünen, blätterigen, bald geradlinigen, bald gedrehten schuppigen Aggregaten vor; auffällig starker metallartiger Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) und ist wohl in der Serpentinmasse da und dort in Ueberresten enthalten. Der vermeintliche Diallag entpuppte sich jedoch bei der Dünnschliff-Untersuchung als lamellarer Enstatit-Diallag.

Der Gehalt an Magnetit ist Schwankungen unterworfen; es gibt nämlich Modifikationen, die einen mehr oder weniger starken Einfluß auf die Magnetnadel ausüben, andere verhalten sich dagegen infolge Abnahme des Magnetits gänzlich indifferent. —

Auf der Oberfläche und von den Klüften ausgehend ist das mattschwarzgrüne Gestein mit einer weißgrauen Verwitterungsrinde überzogen, dieselbe ist in der Regel 5—10 *mm* dick und besteht vorwiegend aus dichtem Weißserpentin, dem sogenannten Leukophit, mit untergeordneten Aggregaten von feinfaserigem Chrysotil, blätterigem und stengeligem Talk, ferner finden sich darin rhomboedrische Aggregate von Magnesit, Relikte von schwarzgrünem Serpentin und neugebildetem Magnetit zu Maschenschnüren im ersteren angeordnet. —

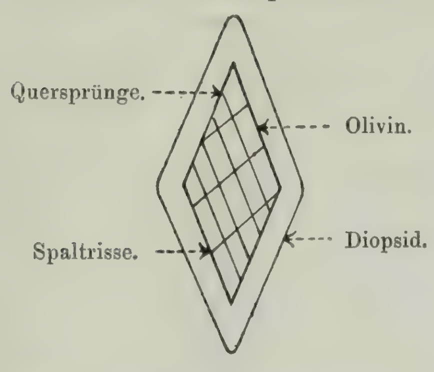
Dünnschliffbild des Lherzolith-Serpertinfelses von Mähr.-Altstadt.

Dieses matt schwarzgrüne und dichte Gestein zeigt zu unserer Ueberraschung u. d. P. M. zahlreiche und deutliche Ueberreste der Ursprungsmineralien, welche durch den ganzen Schliff verbreitet sind, und zwar finden wir Olivin, Enstatit und Diopsid, welche sich in richtungslos körniger Struktur an der Zusammensetzung als wesentliche Komponenten beteiligen.

Der Olivin ist im Schliff völlig farblos, meist größere und kleinere Körner, aber auch unvollkommene Kristalle von tafelförmigem Habitus, zuweilen mit Enstatit innig verwachsen. Berührungs-

Fig. 21.

Olivin mit Diopsidmantel.



und Durchkreuzungs-Zwillinge nach verschiedenen Flächen; auch Kristallskelette und Wachstumsformen, wie solche in glasreichen Ergußgesteinen vorzukommen pflegen und in Rosenbusch' Physiographie [1]) abgebildet sind. Brachypinokoidale Spaltbarkeit nach (010) sehr vollkommen durch grobe Spaltrisse markiert, weniger deutlich sind die

[1]) Band I, 2. Hälfte, 4. Auflage 1905, pag. 155, Textfig. 50.

Spaltrisse parallel zur Basis (001). Unregelmäßige grobe Zerklüftung sehr verbreitet und mit der fortschreitenden Umwandlung zunehmend. Hohe Lichtbrechung ungefähr 1·66—1·70 demzufolge das hohe Relief, welches erst bei stärkerer Kondensorsenkung deutlich wird. Die Doppelbrechung auf (001) nach Maßgabe der orangegelben Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0·036$, bedeutend niedriger auf (100) und $(010) = 0·007$. Die Auslöschungsrichtungen liegen parallel und senkrecht zu den ungleichwertigen Spaltbarkeiten. — Als Einschlüsse des Olivins sind zahlreiche Körner und Okaeder von Magnetit zu nennen. Zahlreiche Olivine zeigen eine interessante peripherische Umwachsung mit Diopsid in der Art, wie dies die vorstehende Skizze (Fig. 21) versinnlicht.

Umwandlung des Olivins zu grünem Serpentin ist eine allgemeine Erscheinung und führt zur Bildung des Mikrometaxit, dessen parallele Fasern auf den Kristallumrissen und den Spaltflächen sowie den sich kreuzenden Sprüngen des Olivins senkrecht stehen, woraus schließlich die Maschentextur des Olivinserpentins hervorgeht. — Daneben macht sich im untergeordneten Maße die Umwandlung des Olivins zu Talk geltend; derselbe erscheint als ein blaßbraunes, überaus feinkörniges oder feinfaseriges Mineral, dessen Fasern durch das ganze Olivinindividuum gehen und auf dessen Umrißlinien senkrecht stehen, er ist durch die niedrige Lichtbrechung und hohe Doppelbrechung mit blassen grünlichgelben Interferenzfarben hoher Ordnung gekennzeichnet. An den Rändern übergeht der Talk in faserigen und schuppigen Klinochlor mit niedriger Licht- und mittlerer Doppelbrechung, daher die blaugrünen und gelben Interferenzfarben. Auch im Zentrum solcher Talkaggregate findet man häufig außer Schuppen des Klinochlor auch nichtaufgezehrte Olivinreste, welche uns sicheren Aufschluß geben über den stattgehabten Umwandlungsprozeß. Eine genaue Identifizierung ergibt, daß das erste Mineral mit dem Mineral $O\beta$ (Stark)[1]) gleiche optische Eigenschaften hat, welche wohl auf Talk hinweisen, während das zweite Mineral wegen der mit Pyroxenen gleich hohen Doppelbrechung richtiger dem Mineral $O\gamma$ (Stark) beizuordnen wäre. Ueberhaupt sind nicht aufgezehrte Olivinreste durch den ganzen Schliff verbreitet, ein Beweis für die ursprüngliche starke Beteiligung des Olivins an der Zusammensetzung unseres Gesteins; jedenfalls gehört der Olivin zu den Hauptgemengteilen, ist aber zuerst der Serpentinisierung zum Opfer gefallen und heute nur noch als im Serpentin zerstreute Ueberreste erhalten.

Der Enstatit gleicht in jeder Beziehung dem bereits früher geschilderten Vorkommen; er ist teils in langprismatischen Einzel-Individuen, teils in kreuz- und sternförmigen Zwillingen ausgebildet; im Schliff ist er völlig farblos und zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110); er ist mit vielen Lamellen des Diallags verwachsen, die parallel (100) eingeschaltet sind und die bald auffällig breit, bald außerordentlich dünn oder ganz fehlen und dann homogenem Enstatit Platz machen. In solchen Schnitten zeigt der Diallag eine Auslöschungs-

---

[1]) M. Stark: Geol.-petrogr. Aufnahme der Euganeen. Tschermaks Min.-petr. Mitt. XXVII. Bd. 1908, pag. 410, 416.

schiefe ∢ $c : c = 39—44^0$ im stumpfen Winkel β, die Auslöschung erfolgt öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (010), so daß sie zueinander in Zwillingsstellung sich befinden, dagegen in Schnitten nach (100) sich die Diallaglamellen durch ihre weit höhere Doppelbrechung leicht unterscheiden. Schnitte nach (010) zeigen außer den Diallaglamellen auch solche von Ilmenit, die parallel (100) eingeschaltet, bald auffällig dick werden, bald zu größter Feinheit herabsinken. Diese Lamellensysteme von Enstatit-Diallag-Ilmenit sind oft vielfach gebogen, seltener geknickt. Perthit- und antiperthitähnliche Verwachsungen von Enstatit und Diallag sind auch hier vertreten, dagegen scheinen mikroklinähnliche Gitterwerke zu fehlen. —

Magmatische Resorptionen des vor dem Diopsid ausgeschiedenen Enstatits fehlen auch diesem Vorkommen nicht, wenn sie auch nicht jene Verbreitung haben, wie in den anderen Gesteinen auf unserem Zuge.

In der Begleitung des Enstatits findet sich zumeist der Andiopsid, welcher durch teils grobe, teils überaus feine Faserung und ausgezeichnete Blätterigkeit charakterisiert erscheint, welch letztere durch parallel (110) eingeschaltete zahllose Aktinolithlamellen hervorgerufen wird. Derselbe ist blaßgrün bis farblos, der Pleochroismus schwach $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlich, $\mathfrak{b}$ gelblich bis farblos, seine Lichtbrechung ist gleich derjenigen des Enstatits, dagegen die Doppelbrechung wesentlich höher als im Enstatit, den Wert $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$ erreicht nach Maßgabe der grünen bis violetten Interferenzfarben; die spitze positive Bisektrix $\mathfrak{c}$ bildet mit c den ∢ 38^0 im stumpfen Winkel β. Aehnlich wie beim Enstatit finden wir auch im Diopsid Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet; diese wandeln sich gern gleich denjenigen in den Enstatiten in Titanit um und erzeugen dann den metallartigen Schiller auf (100). Die Menge des Diopsids ist so groß, daß er wohl als gleichberechtigter dritter Faktor unter den wesentlichen Komponenten anzusehen ist. Auch im Serpentin noch kann man im Anfangsstadium an der lamellaren Textur, der höheren Doppelbrechung die formlosen Kristalloide des Andiopsids deutlich erkennen.

Eine ziemlich verbreitete Erscheinung ist, daß die auch sonst im Gestein eingesprengten, mehr oder weniger großen Ilmenite oder dessen Aggregate eine Umwandlung in sekundären Titanit erleiden und wir können wohl aus der Tatsache, daß sehr viele Ilmenite nur zum Teil zu Titanit geworden, zentral oder randlich noch Ilmenit sind, darauf schließen, daß auch der homogene Titanit auf demselben Wege entstanden ist.

Olivin, Enstatit und Andiopsid sind nur noch in zahlreichen Zwickeln in dem herrschenden Serpentin erhalten geblieben; in diesen Zwickeln macht man die Beobachtung, daß die Olivine von Enstatit und Diopsid eingeschlossen werden, es ist daher die Ausscheidungsfolge in dem vorliegenden Gestein: Ilmenit und Magnetit, Olivin, Enstatit und zuletzt Andiopsid.

Im Serpentin sieht man wohl ein kleinmaschiges Netz von Magnetitschnüren, allein bei der hochgradigen Verdichtung des Ser-

pentins in unserem Gestein, bei dessen niedrigster Licht- und Doppelbrechung und bei dem Umstand, als ein großer Teil der Serpentinsubstanz (die sogenannten Balken) sich isotrop verhält und infolge Kompensation feinster Fasern im Dünnschliffbilde keine Aufhellung erzielt wird, so kann man bezüglich unseres Serpentins nur soviel sagen, daß er eine überaus eng- und dichtgestrickte Maschenstruktur besitzt, welche durch seine ganze Masse verbreitet ist und zahllose kleinste Fragmente von nicht aufgezehrtem Olivin, Enstatit und Andiopsid als Einschlüsse enthält. Von einer rechtwinkligen Gitterstruktur, welche einen Hinweis auf die rechtwinkelige Spaltbarkeit der Pyroxene enthalten würde, fehlt jede Spur. Nur in der nächsten Umgebung der erhalten gebliebenen, richtungslos körnigen Gesteinsanteile von ursprünglichem Olivin, Enstatit und Diopsid läßt unser Serpentin die normale grobe Maschentextur erkennen, dessen Maschen mit parallelfaserigem Metaxit erfüllt sind, hauptsächlich auf Olivin, teils auf Diopsid als Ursprungsmineral hinweisen.

Regenerationen des dichten Serpentins zu Chrysotil, der durch seine höhere Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}010$ und feinfaserige Textur unterschieden ist, kommen im Schliff nur sporadisch vor.

Hervorzuheben ist gegenüber den später zu besprechenden Vorkommnissen der gänzliche Mangel an Feldspäten, durch welche die Uebergänge in Gabbro vermittelt würden. —

In einem Gesteinsblock unseres Lherzolithserpentins am Juristenstein vermehren sich die Reste von Enstatit (nebst Enstatit-Diallag), Olivin und Diopsid derartig, daß wir in solchem Gestein einen wenig veränderten körnigen Lherzolith vor uns haben und darin das Ursprungsgestein unseres Lherzolithserpentins erkennen, in welchem der Serpentin noch nicht überhand genommen hat, vielmehr noch an zweiter Stelle steht. Den stark perlmutterglänzenden und blätterigen Enstatit-Diallag dieses Gesteins hält man makroskopisch für echten Diallag, bis der Dünnschliff u. d. P. M. die Entscheidung bringt, daß tatsächlich ein lamellarer Enstatit-Diallag vorliegt.

In einem anderen Gesteinsblock wurde eine solche Zusammensetzung wahrgenommen, wie wir sie am Weigelith von Kratzdorf kennen gelernt haben, darin der lamellare Enstatit-Diallag vorherrschend zu sein scheint und wozu sich Olivin und Hornblende (Var. Achromait) gesellt, jedoch so daß den beiden letzteren Komponenten die Rolle von Nebengemengteilen zufällt; Serpentinisierung hat darin nur im beschränkten Maße stattgefunden, was bei der Widerstandsfähigkeit des Enstatit-Diallags und der Hornblende leicht begreiflich ist; wir müssen demzufolge dieses Spaltungsprodukt des Altstädter Lherzoliths als Weigelith bezeichnen. Wir werden des weiteren zu der Annahme genötigt, daß der Lherzolith am Juristenstein ebenfalls Schlieren, beziehungsweise Bänder von Weigelith in den Gesteinsverband aufnimmt. — Der lamellare Enstatit-Diallag ist vorwiegend grünlichweiß und grünlichgrau, im Durchfallicht farblos; seine in Form von Körnern und Leisten ausgebildeten Aggregate besitzen stets eine ausgezeichnete parallel-großblätterige Struktur infolge vollkommener Teilbarkeit nach (100). Das Mineral

scheint makroskopisch ein echter Diallag, die Menge desselben ist so groß, daß wir das Gestein als Diallagit ansprechen würden, es liegt jedoch tatsächlich ein Weigelith reich an lamellarem Enstatit vor. —

Der Marchit-Serpentinfels am „Engelbrech" bei Großwürben.

Makroskopische Untersuchung unter Beihilfe von Streupräparaten u. d. binok. M. — Dieses durch seine reiche Enstatitführung wichtige und altbekannte Vorkommen liegt bei dem Dorfe Großwürben, und zwar von den letzten Häusern von Ober-Großwürben westlich 0·5 *km* auf dem dortigen Feldwege entfernt. Hier zählte der Verf. etwa 15 domförmige zutage anstehende Felshöcker, welche bis 6 *m* Höhe emporragen und aus regellos zerklüftetem Marchitserpentinfels zusammengesetzt sind, davon die größte und weithin sichtbare Felspartie der „Harbichstein" genannt wird; wahrscheinlich bilden diese Felsmassen unterirdisch schon in geringer Tiefe ein zusammenhängendes Stockwerk. Das dichte und matte schwärzlichgrüne Gestein der gedachten Felshöcker besteht wesentlich aus Serpentin und enthält makroskopisch eine größere Menge grünlichen Enstatit, welcher durch seinen metallartigen Perlmutterglanz auffällt und sich bis zu 50% der Gesteinsmasse und darüber anreichert.

Das gedachte Stockwerk von Marchitserpentinfels wird von einem grobkörnigen, vielfach gefalteten, flaserigen Muskovitgneis rings umschlossen, der wohl zu den kontaktmetamorphen Sedimentgneisen der oben geschilderten Schieferumwallung gehört und durch seinen Feldspat Reichtum auffällt. In nur 0·2 *km* westlicher Entfernung ziehen daselbst die Randgebilde unserer großen lakkolithischen Dioritgabbroganges vorüber, welche daselbst aus einem dickbankigen gneisartigen Hornblendebiotit-Diorit bestehen[1]. Der Engelbrechgraben ist an der Grenze zwischen den Sediment- und Eruptivgesteinen erodiert. Also auch in dieser Lokalität erkennen wir die Abhängigkeit des ultrabasischen Marchit-Serpentinstockes, von der Hauptmasse des nahen dioritisch-gabbroiden Gesteinszuges und auch da wurde nach Maßgabe der tektonischen Verhältnisse der Sedimentgneis mittels Durchschlagsröhren durchbohrt, auf welcher das ultrabasische Nachschubmagma emporgedrungen war.

Ueber die Hauptgemengteile unseres Marchitserpentinfelses sind folgende makroskopische Beobachtungen mitzuteilen: Der Enstatit ist zumeist in derben Kristallplatten und blätterigen Aggregaten, aber auch in prismatischen Kristallen meist mit gerundeten Endflächen und domatischer Querabsonderung vertreten. Die Prismen erreichen 10 bis 20 *mm* Länge und 5 bis 10 *mm* Dicke, sie werden von $\infty \bar{P} \infty$ (100) . $\infty P \breve{\infty}$ (010) begrenzt, die Endbegrenzung ist meist flach gerundet durch die wahrscheinliche Beteiligung mehrerer flacher Pyramiden, sie sind jedoch selten deutlich, häufig werden die Prismen

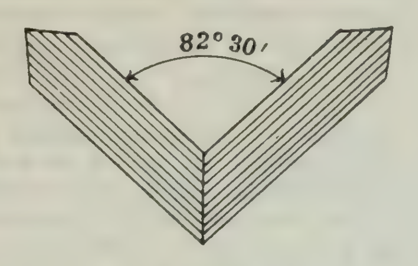
---

[1]) Siehe l. c. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 21—56 und Taf. I.

durch (001) gerade abgeschnitten. Hier und dort haben sich auch schöne knieförmige Zwillinge nach 2 $P \breve{\infty}$ (021) gefunden, wobei sich die Hauptachsen unter ∢ 82° 30′ schneiden; häufig ist Parallelverwachsung der Enstatitindividuen, wodurch sich dieselben zu Kristallplatten und Kristallstöcken anreihen, (Siehe die untenstehende Fig. 22.) Ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110) und Teilbarkeit nach (100), mit dichtgedrängten Spaltrissen, oft zu großer Feinheit herabsinkend, was die Feinfaserigkeit und Feinblätterigkeit des Enstatits bedingt; Querablösung senkrecht zur Prismenachse oder parallel flacher Domen zumeist vorhanden. Auf der Teilbarkeitsfläche nach (100) metallartiger Perlmutterglanz, sonst nur matt schimmernder Seidenglanz; im durchfallenden Licht durchsichtig und farblos bis gelblichgrün, im reflektierten durchscheinend grünlichweiß, weingelb und lauchgrün. — Der Enstatit ist gespickt mit Magnetit, der oft die Form *O* (111) deutlich erkennen läßt und parallel (100) eingeschaltet ist; häufig ist derselbe derartig mit kleinsten Magnetitkörnchen überfüllt, daß er dadurch dunkelgrüne Färbung annimmt.

Fig. 22.

Knieförmiger Enstatitzwilling.



Die Umwandlung des Enstatits auf dem Wege zum Serpentin erfolgt durch die Zwischenstufe des Bastits, welcher noch die Textur des Enstatits bewahrt, hingegen optisch anders orientiert ist, und zwar $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$ und chemisch der Zusammensetzung des Serpentins entspricht.

An keineswegs häufigen Stufen des Großwürbener Marchitserpentinfelses ist dem Verf. die Auffindung von graugrünem Diallag gelungen, ausgezeichnet durch seine vollkommene Blätterigkeit nach (100) und den auf dieser Fläche ruhenden metallartigen, oft schillernden Perlmutterglanz; derselbe ist meist krummblätterig, oft in mehrfachen Windungen und zeigt einen Zerfall in zahllose kleinere, dem Muskovit ähnliche Blättchen, zwischen denen sich die Serpentinsubstanz hindurchzieht. Enstatit und Diallag sind miteinander innig verwachsen. Letzterer wurde sodann allerdings erst im Dünnschliff u. d. P. M. als Andiopsid erkannt sowie dessen allgemeine Verbreitung als wesentlicher Gemengteil.

Der Serpentin ist dicht, von muscheligem bis splitterigem und glanzlosem Bruch, schwach harzglänzend, die Farbe ist düster schwärzlichgrün, seine Masse ist durchaus von zahllosen kleinsten

Körnchen und Kriställchen von Magnetit der Form *O* (111) erfüllt; daß ein Teil dieser Erze zum Chromit gehört, ist wahrscheinlich; durch solche massenhafte Erzeinschlüsse wird die völlige Undurchsichtigkeit und die düsteren Farbentöne des Serpentins herbeigeführt. In dünnen Splittern und an den Kanten erscheint der Serpentin jedoch durchscheinend und alsdann im durchfallenden Lichte olivengrün bis gelblichgrün und farblos, worin man überall die Magnetitkörner in Nestchen angehäuft um so deutlicher wahrnehmen kann. Mit dem hohen Gehalt an Magnetit steht die hochgradige Ablenkung der Magnetnadel durch das Gestein und der polare Magnetismus desselben in nahen Beziehungen. (Siehe die unten pag. 147 nachfolgende chemische Analyse.)

Das Gestein bedeckt sich an der Oberfläche und von den Strukturflächen aus mit einer bis 10 *mm* dicken Verwitterungsrinde; dieselbe besteht aus einer weißlichgrau und hellgelblich gefärbten matten, sphäroidisch aggregierten Substanz, welche sich fettig anfühlt, weich ist und bisweilen pulverig erscheint; dieselbe gehört nach diesem Verhalten zum Leukophit, das heißt einem wasserhaltigen Magnesiasilikat, das optisch mit dem Serpentin identisch ist. Dieser Weißserpentin ist mit regeneriertem Magnetit in Adern, Leisten und Trümmchen mehr oder weniger stark durchsetzt.

Dazwischen sehen wir hellgelbliche Adern und Leisten von blätterigem und schuppigem Talk mit glimmerartiger Spaltbarkeit hindurchziehen; oft lassen diese Blätter noch jene fein- und langfaserige Textur des Enstatits erkennen, aus welchem dieser großindividualisierte Talk hervorgegangen ist; der letztere ist jedoch weit weniger mit Erz eingesprengt, als dies beim Leukophit der Fall ist. —

Das Auftreten des Enstatits und Diopsids mit ihren Kristallen, faserigen und blätterigen Aggregaten im Serpentin erscheint zum Teil pseudoporphyrisch, alsdann des letzteren dichte schwarzgrüne Masse bei weitem überwiegt. Zuweilen kommt aber auch das Gegenteil vor, indem der Serpentin mehr oder weniger an Masse zurücktritt und das Gestein schließlich fast ganz aus Enstatit nebst Diopsid besteht, welche dann ausgebreitete großkörnige, graugrün gefärbte, teils parallel verwachsene, teils polysynthetisch verzwillingte Aggregate bilden, welche durch ihren starken Perlmutterglanz auffallen, dazwischen sich der Serpentin lediglich in schwachen Adern, Leisten und Trümmchen vorfindet, jedoch enthalten auch diese noch zahlreiche Enstatitreste. Es ist also ein frischer Marchitfels. —

Dünnschliff-Untersuchung des Marchitserpentinfelses vom Harbichstein bei Großwürben.

Im Dünnschliff finden wir die makroskopische Beobachtung bestättigt, daß das tiefschwarzgrüne Gestein relativ frisch erhalten ist; die nicht serpentinisierten Gesteinspartien haben eine ansehnliche Verbreitung und darin die Menge der Ursprungsmineralien reichlich sowie in charakteristischer Ausbildung vorhanden ist, so daß diese zum Studium sehr geeignet erscheinen. Die serpentinisierten Anteile unterscheiden sich schon im gewöhnlichen Licht durch die

sekundär ausgeschiedenen Magnetitschnüre, welche das Maschennetz im Serpentin bilden, während die unversehrten primären Partien selbstredend davon frei sind. Man findet sodann, daß in unserem Gestein der Menge nach geordnet Diopsid und Enstatit als Hauptgemengteile, hingegen Ilmenit und sekundärer Titanit, ferner Magnetit und endlich Olivin als Nebengemengteile vertreten sind.

Der neben dem Enstatit ausgeschiedene monokline Pyroxen gehört auch in diesem Falle zum Andiopsid, und zwar nach Maßgabe seiner hohen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$, die Lichtbrechung ist zufolge der rauhen Oberfläche, dem erhabenen Relief, etwas höher als im Enstatit $n = 1{\cdot}65 - 1{\cdot}70$; derselbe ist entgegen dem automorphen Enstatit nur xenomorph entwickelt, wobei dem Andiopsid eine langprismatische Gestalt zukommt, mit sehr feinen Spaltrissen nach (110); häufig ist Zwillingsbildung, insbesondere bei den größeren Diopsiden, dergestalt, daß das ganze Individuum der Länge nach von einer Zwillingsgrenze durchsetzt wird, die dasselbe in zwei ungefähr gleich breite, nach (100) verzwillingte Hälften teilt mit alternierender Auslöschung; auch wurde eine stückweise Einverleibung von in Zwillingsstellung befindlichen Individuen beobachtet. Im Schliff ist der Andiopsid farblos und grünlich. Der Pleochroismus ist sehr schwach $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlich, $\mathfrak{b}$ grünlichgelb bis farblos, zwischen $\times$ Nicols ist er durch seine Farbenpracht von Reingelb, Grünlichgelb und Gelblichgrün II. Ordnung auffällig.

Unser Andiopsid ist wohl ein echter Diopsid, was ihn aber von den bisher bekannten Diopsiden unterscheidet, ist seine ausgezeichnete Lamellenstruktur, und zwar sind es hauptsächlich Lamellen von Diallag parallel (110) eingeschaltet; derselbe ist von dem ersteren durch seine bedeutend niedrigere Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$ bis $0{\cdot}020$ herab scharf unterschieden, insbesondere tritt diese lamellare Textur in Schnitten nach (100) und (110) unter $\times$ Nicols mit prachtvoll leuchtenden Interferenzfarben hervor, welche dem Himmelblau, Violett bis Rotorange II. Ordnung angehören, alsdann heben sich die Diallaglamellen auf dem Diopsidgrunde scharf ab. Erwähnte Lamellen sind bald breiter, bald werden sie geradezu feinhaarig und wiederholen sich sodann um so häufiger; zuweilen ist solche Verwachsung keine lamellare, sondern gefleckte, selten geflammte. Die Auslöschungsschiefe des Andiopsids wurde in zahlreichen Schnitten nach (010) mit den höchsten Interferenzfarben $\sphericalangle\, \mathfrak{c} : c = 38^0$ im stumpfen Winkel β gemessen, dabei erfolgt die Auslöschung der Diallaglamellen infolge ihrer parallelen Einlagerung gleichzeitig. —

Ein anderer Teil des Andiopsids ist mit parallelen, vielfach gebogenen Lamellen des Enstatits durchwachsen, dergestalt, daß (010) des letzteren mit (100) des Diopsids und den Prismenflächen zusammenfallen. In Schnitten nach (100) ist solche Verwachsung unsichtbar, dagegen aber in solchen nach (010) sichtbar, wo der Andiopsid mit dem Winkel $\mathfrak{c} : c = 44^0$ im stumpfen Winkel β auslöscht. Die letzterwähnten Lamellen löschen abwechselnd verschieden aus in der Art, daß jede zweite Lamelle dieselbe Orientierung besitzt, also gleichwie bei polysynthetischer Zwillingsbildung. Auch mikroklinähnliche Gitterwerke wurden da und dort

an diesem ausgezeichnet lamellaren Andiopsid beobachtet. Als zufällige Einschlüsse des Andiopsids sind körniger und oktaedrischer Magnetit, ferner Lamellen und Bleche von Ilmenit anzuführen.

Der Enstatit ist mit dem Andiopsid teils in richtungslos körnigen Aggregaten verwachsen, teils tritt er vom Serpentin rings umschlossen in selbständigen Aggregaten auf. Der automorphe Enstatit entwickelt modellscharfe langprismatische Kristalle mit steil- oder flachpyramidaler Endigung, oder aber es ist terminal eine Gabel mit 2 bis 3 Zinken ausgebildet, dabei erscheinen die Kristalle teils geradlinig oder aber verbogen. Solche automorphe Enstatite liegen porphyrisch ausgeschieden in einer kleinkörnigen Grundmasse von Enstatit-Diopsid, oder es durchschießen große Enstatite den benachbarten Serpentin, ein Beweis, daß letztere der Serpentinisierung besser widerstehen als ihre Grundmasse, dieselben sind noch so gut erhalten, daß die Diallaglamellen darin leicht erkannt werden. Die kleinen Enstatite der Grundmasse sind meist verbogen kreuz und quer gelagert, dicht zusammengeschart und zum Teil terminal mehr oder weniger ausgefasert. Im Schliff ist unser Enstatit farblos bis grünlich; Pleochroismus sehr schwach und zwar c grünlich, $b = a$ graugelblich.

Die lamellare Verwachsung mit Diallag ist im vorliegenden Gestein eine allgemeine Erscheinung, der fast alle Enstatit-Individuen unterworfen sind und ist die Zahl solcher Lamellen selbst in kleinen Kristallen beträchtlich, welche stets parallel (100) eingeschaltet sind. An den Schnitten nach (010) mit der höchsten Interferenzfarbe wurde als Wert der Auslöschungsschiefe $\sphericalangle\, c : c = 44^0$ im stumpfen Winkel β ermittelt.

Magmatische Korrosionen finden wir besonders ausgeprägt an dem früher zur Kristallisation gelangten Enstatit, dessen äußere Formen so stark gelitten haben, bis schließlich nur noch zerfressene, regellos eckige oder gerundete Kristalle sowie Lamellen desselben, gleichsam in dem später auf seine Kosten gebildeten Andiopsid zu schwimmen scheinen.

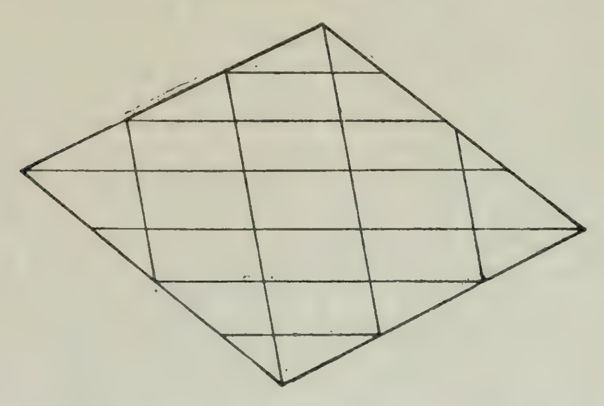
Mit den Diallaglamellen parallel sind dem Enstatit außerdem zahlreiche Lamellen von Ilmenit interponiert. Anderseits umschließen größere Ilmenite Lamellen von Enstatit; oder letzterer wird von ersterem konzentrisch schalig eingeschlossen. Unter den Ilmenitlamellen, welche dem Enstatit inneliegen, bemerkt man überdies da und dort weiße, stark lichtbrechende Lamellen des Titanits; Lamellen, welche zur einen Hälfte noch aus Ilmenit, zur anderen schon aus Titanit bestehen, belehren uns unzweifelhaft über den stattgehabten Umwandlungsprozeß.

Der Titanit tritt in unserem Gestein auch in zahlreichen selbständigen größeren Kristallen und unregelmäßigen Lappen auf (s. Fig. 23), so daß er als Nebengemengteil aufzufassen ist; derselbe fällt uns sofort im Schliff durch die farblosen spitzrhombischen Formen, dem starken Glasglanz, die rauhe Oberfläche, das hohe Relief sowie die starke randliche Totalreflexion auf, welche auf höchste Licht- und Doppelbrechung hinweist, deshalb zwischen $\times$ Nicols nur die weiß-

lichen irisierenden Interferenzfarben grün und violett hoher Ordnungen. Die prismatische Spaltbarkeit liefert zahlreiche grobe Risse, welche bezeichnenderweise zu den spitzrhombischen Umrißlinien der Durchschnitte nicht parallel laufen. Die Auslöschungsschiefe ∢ $c:a$ ist mit 38° im spitzen Winkel β gemessen worden. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß auch dieser Titanit sekundär aus den großen Ilmeniten umkristallisierte.

Fig. 23.

Großer spitzrhomboedrischer Titanitkristall aus Marchitserpentin. (Groß-Würben.)



Als ein spärlicher und zufälliger Gemengteil ist der Olivin im vorliegenden Gestein anzusehen, dessen wenige im Schliff sichtbare Individuen mit dem Enstatit innig verwachsen und stark resorbiert, daher unvollständig sind; derselbe ist farblos, seine Lichtbrechung höher als die des Enstatits und Diopsids, daher erhabenes Relief und runzelige Oberfläche; Schnitte nach (100) haben zahlreiche grobe Spaltrisse nach (010) und grobe unregelmäßige Quersprünge.

Der Serpentin ist fast ausschließlich aus den beiden Pyroxenen Enstatit und Andiopsid sekundär hervorgegangen, er ist also ein echter Pyroxenserpentin, von einer rechtwinkeligen Anordnung der Maschen entsprechend der rechtwinkeligen Spaltbarkeit der Pyroxene ist jedoch gleich den übrigen Vorkommen auch in diesem Falle keine Spur. Der Serpentin ist nach der Lichtbrechung $n \gtrless$ Kanadabalsam und der Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}005$ nach Maßgabe der graublauen Interferenzfarben ein echter Serpentin und besteht zwischen × Nicols aus einem regellosen klein- und engmaschigen Gewebe, in welchem das Netz gebildet wird durch Magnetitschnüre und Balken isotroper Serpentinsubstanz, während die dichtgestrickten Maschen meist durch parallel- und querfaserigem Mikrometaxit oder durch radialfaserigen oder kraushaarigen Mikropikrolith ausgefüllt werden. Die Auslöschung erfolgt parallel und senkrecht zu den Fasern, daher die Faserachse Richtung der kleinsten Elastizität. Durch die fortschreitende Serpentinisierung wird das Maschengewebe immer enger

und geht stetig weiter der submikroskopischen Verdichtung entgegen, ein Prozeß ähnlich der Saussuritisierung, dessen Korn auch stetig kleiner und dichter wird. Nur auf die nächste Umgebung der frischen Gesteinspartien beschränkt, ist der Serpentin großmaschig und zeigt Spuren langgestreckter rektangulärer Anordnung der Maschen, welche Metaxit enthalten, dessen Fasern stets senkrecht stehen auf den Umrißlinien der Maschen. — Auch diesem Vorkommen fehlen Feldspäte vollständig. —

Chemische Analyse des Marchitserpentins vom Harbichstein bei Großwürben.

Die Stufen zur chemischen Analyse wurden von demselben Felshöcker, dem sogenannten „Harbichstein" gewonnen, von welchem auch die Dünnschliffe herrühren. Die chemische Analyse hat folgende Resultate geliefert:

Analyse III.

	Gewichtsprozente		Molekularprozente
Kieselsäure SiO_2	39·20	44·85	38·58
Titansäure TiO_2	Spur	—	—
Tonerde Al_2O_3	2·44	2·79	1·48
Chromoxyd Cr_2O_3	0·21	0·24	0·08
Eisenoxyd Fe_2O_3	4·66	5·33	1·73
Eisenoxydul FeO	2·75	3·14	2·22
Manganoxydul MnO	0·06	0·07	0·06
Magnesia MgO	37·74	43·18	55·53
Kalkerde CaO	0·73	0·38	0·35
Kali und Natron $K_2O + Na_2O$	Spur	—	—
Kohlensäure CO_2	0·31	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	0·016	0·02	0·02
Krist. und Konst. Wasser H_2O	10·92	—	—
	99·03	100·00	100·00

Gruppenwerte:

$S = 38·58$, $A = 0$, $C = 0·35$, $F = 57·81$, $T = 1·08$, $R = 1·81$, $K = 0·66$.

Gesteinsformel:

$s_{38·6}\ a_{0·0}\ c_{0·1}\ f_{20}$.

Aus dem Vergleiche der Gewichtsprozente, der Molekularprozente, gleichwie der Gruppenwerte unseres fast olivinfreien Marchitserpentins vom Harbichstein, mit denselben Analysenzahlen des olivinführenden Lherzolithserpentins vom Zdiarberge geht die nahe Uebereinstimmung dieser beiden Gesteine mit Sicherheit hervor. Vergleichen wir obige Gesteinsformel mit den Osann'schen Typenformeln, so finden wir auch in diesem Falle die nahezu völlige Uebereinstimmung mit dem Typus Dun Mountains, für welchen Osann die Typenformel

$s_{35}\ a_0\ c_0\ f_{20}$

aufstellte, demzufolge auch unser Pyroxenit gleich dem Zdiarberger Lherzolith an das äußerste basische Ende seiner ultrabasischen Gesteinsfamilie einzureihen kommt. Dieser typische Vertreter seiner Art erscheint somit als ein neues, extrem basisches Glied der Pyroxenitfamilie, für welche der vorgeschlagene Name „Marchit" anzunehmen wäre.

Bei den reinen Pyroxeniten, aus Metasilikaten bestehend, hätte das Verhältnis $S : F$ dem Werte 1 : 1 zu genügen, in unserem Marchit jedoch ist dieses Verhältnis 1 : 1·50. Nachdem der mikroskopische Befund nur spärlichen Olivin nachweisen konnte, so müssen wir darauf zurückschließen, daß der Enstatit und Andiopsid, welche wesentlich unseren Marchit zusammensetzen, nicht aus Metasilikaten allein bestehen können, sondern daß daran auch Orthosilikatmoleküle Anteil nehmen. Außerdem wird das gedachte Verhältnis durch das Auftreten größerer Mengen von Magnetit und Ilmenit getrübt, weil dann FeO in F verrechnet wird. Die Alkalien spielen darin keine Rolle, die kleine Menge von Al_2O_3 steckt jedenfalls in den Interpositionen von Diallag sowohl im Enstatit, als auch im Andiopsid.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß aus Magmen von derselben Zusammensetzung Gesteine von verschiedener mineralischer Ausbildung entstehen können. Das Olivin-Diopsid-Entektikum bei gewöhnlichem Druck liegt nach J. H. L. Vogt[1]) bei etwa 32% Olivin und 68% Diopsid. In den Peridotiten (Lherzolith, Dunit etc.) fängt die Kristallisation des Olivins stets früher an als diejenige der Pyroxenmineralien. In den an rhombischen und monoklinen Pyroxenmineralien reichen Pyroxeniten dagegen begegnen wir der umgekehrten Kristallisationsfolge und zwar wird Enstatit und Diopsid früher ausgeschieden, alsdann der Olivin später nachfolgt, oder wie in unseren Marchiten nur spärlich oder gar nicht mehr zur Ausscheidung gelangt. — In den Marchiten, wo Enstatit und Diopsid nebeneinander vorkommen, hat Verf. stets den früheren Anfang der Kristallisation von Enstatit und den späteren von Diopsid feststellen können. Nach J. H. L. Vogt soll bei Ueberschuß von $Mg_2Si_2O_6$ der Enstatit gänzlich ausscheiden, vor Anfang der Kristallisation von Diopsid; bei Ueberschuß von $CaMgSi_2O_6$ aber soll die Menge von $Mg_2Si_2O_6$ in den meisten Fällen gänzlich in den Diopsid aufgenommen werden, ein Fall, der jedoch in unseren Pyroxeniten nicht vorkommt. —

Die nahezu vollständige Kongruenz der oben berechneten Gesteinsformeln für den Lherzolith vom Zdiarberge einerseits und dem Marchit vom Harbichstein anderseits, legen uns den gemeinsamen Ursprung der beiden obwohl petrographisch verschiedenen Gesteine dessenungeachtet sehr nahe und indem wir obige Feststellungen auch für die übrigen petrographisch gleichwertigen Lherzolith- und Marchitvorkommen substituieren, gelangen wir zu der Ueberzeugung, daß alle diese Gesteine von einem gemeinsamen Magma abstammen und daß sie unterirdisch allerdings in großer

[1]) Tschermak-Beckes Min.-petr. Mitteil. 1908, XXVII. Bd., pag. 130 und 153.

Tiefe mit dem lakkolithischen Dioritgabbrogange zusammenhängen und von einem gemeinsamen Herde nach obenhin ausstrahlen. —

Bis zum Fichtlich (Kote 1109 *m* Landesgrenze), bis wohin Verf. seine Felduntersuchung ausgedehnt hat, findet sich auf dem Liegendzuge kein Serpentinstock mehr. Es ist jedoch zweifellos, daß unser großer Dioritgabbrogang auf seinem weiteren Wege gegen NO und seiner knieförmigen Wendung gegen NW, das ist am Hundsrücken und am Nesselberg sowie bei Niesnersberg und Gurschdorf von Serpentinstöcken in seinem Liegenden auch dortselbst flankiert wird, was jedoch späteren Untersuchungen vorbehalten bleibt, um die gegenseitige Publikation nicht allzulange zu verzögern.

Ein letzter derzeit bekannter Serpentinstock des Liegendzuges liegt bei Scholzenhof nächst Siebenhuben unweit Gurschdorf, in dessen Nähe der große sudetische Randbruch durchstreicht. Verf. hat dieses Vorkommen nicht näher untersucht. —

B. Hangendzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihrer Serpentinfelse.

Bei der Aufzählung und Untersuchung dieser sporadischen Stöcke und Stockwerke, welche unseren dioritisch-gabbroiden Ganglakkolith in seinem Hangenden gleich Satelliten begleiten, wollen wir genau so wie dies bezüglich des Liegendzuges geschehen, am südsüdwestlichen Ende desselben, das ist an der großen Bruchlinie: Marchthal — Buschin — Hambalekpaß beginnen und gegen NNO fortschreiten.

Ein ähnliches Vorkommen von Lherzolithserpentin wie am Zdiarberge soll sich nach Dr. Josef Melion[1]) auf dem Hambalekberge bei Buschin befinden; der Serpentin wäre auch hier dicht und von dunkelgrünem Aussehen und führt häufig Enstatit nebst Magnetit. Auch Prof. F. Kolenati macht von diesem Vorkommen Erwähnung[2]). Verf. hat dieses Serpentinvorkommen an Ort und Stelle gesucht, jedoch leider nicht gefunden. Bei Hofrat Dr. E. Tietze, welcher den Hambalekpaß auf dem Blatte Landskron—Gewitsch geologisch kartierte, finden wir in seinem großen Werke[3]) nirgends eine Erwähnung von einem Serpentinvorkommen daselbst. —

Dagegen hat Verf. in Erfahrung gebracht, daß bei Janauschendorf tatsächlich Serpentinfels auftritt; dessen Aufsuchung sich Verf. jedoch für später vorbehält. —

Die Ursprungsgesteine und deren Serpentinfelse im Niklesgraben bei Niklesdorf.

(Hierzu das Querprofil Fig. 24 durch den großen Lerchberg.)

Im hohen Maße charakteristisch auch hinsichtlich ihrer geologischen Erscheinungsform sind die Serpentinstöcke im Niklesgraben

[1]) L. c. pag. 31.
[2]) L. c. pag. 32.
[3]) Die geognost. Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. 51.

bei Niklesdorf im oberen Marchtal. Von der Kirche zu Nikles liegen dieselben auf der neuen Waldstraße im Niklesgraben gemessen 1·5 *km* entfernt, und zwar stößt man zunächst am Grabeneingange auf die mächtige Amphibolitzone am Hangenden unseres lakkolithartigen Dioritgabbroganges, dann folgen rostige Glimmerschiefer zum Teil mit Gneishabitus, welche am Linksgehänge einen kleinen, nur etwa 12 *m* mächtigen Serpentinstock umschließen; sodann treten, im Graben aufwärtsschreitend, jene mächtigen Biotitaugengneise auf, die in der Berggruppe des sogenannten „Altvaterwaldes" herrschend sind und das allgemein verbreitete Hauptgestein bilden. Nun folgt an demselben Gehänge der großartige Serpentinstock vom großen Lerchberg, der an der Grenze zwischen Glimmerschiefer und Biotitaugengneis einerseits und der Amphibolitzone anderseits aufgebrochen ist und hier bei dem graphischen Punkt Kote 490 *m* (der Spezialkarte 1:75.000) eine großartige, zutage anstehende, nakte Felsmasse von zirka 16 *m* Höhe und 10 *m* Breite, den sogenannten „Hohenstein", bildet. Die geschilderte Serpentinmasse scheint nach 1 h 8 gd gestreckt und findet vom „Hohenstein" in etwa 50 *m* Entfernung ihr derzeit bekanntes nordnordöstliches Ende. Im Gegensatz zu den älteren geologischen Karten dieser Gegend, müssen wir berichtigend konstatieren, daß die gedachten Serpentinmassen eine weitere Fortsetzung in der Richtung des allgemeinen Streichens NNO vermissen lassen.

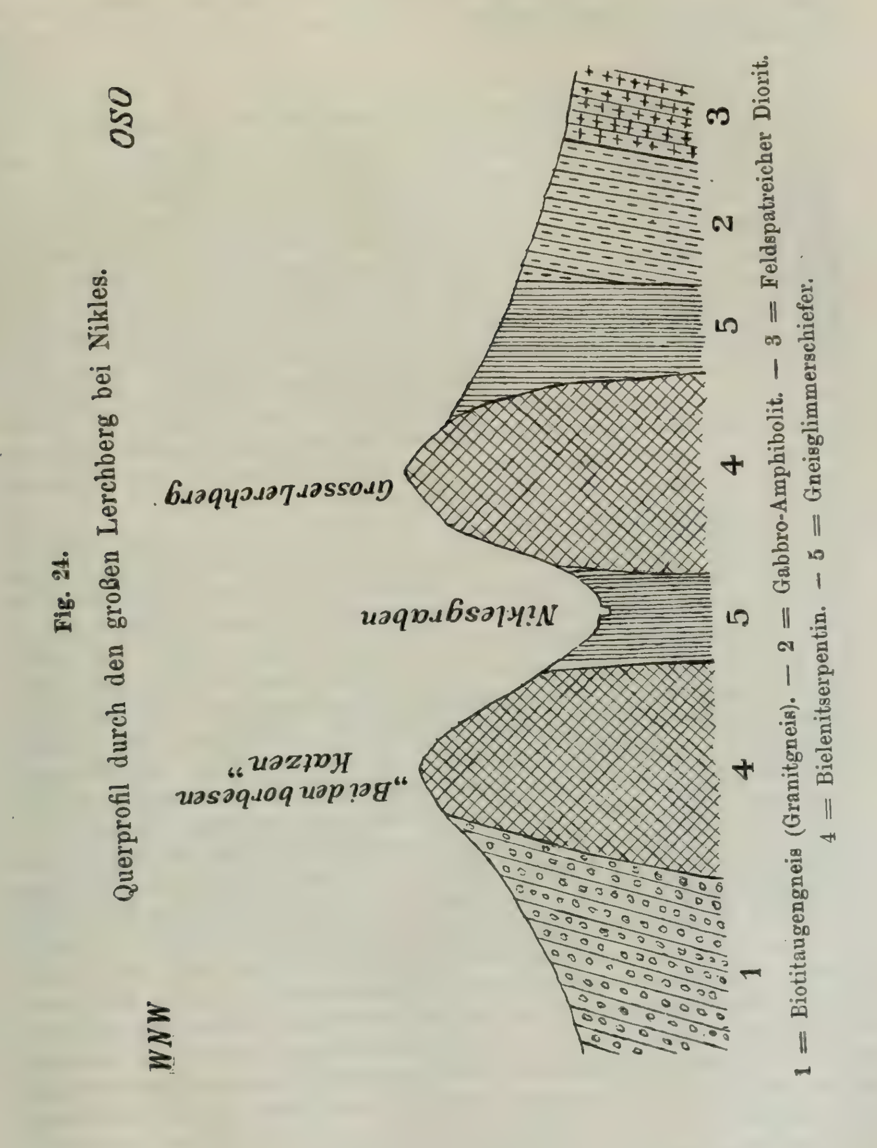
Dagegen sind wir am Rechtsgehänge des Niklesgrabens, am sogenannten kleinen Lerchberg (Waldstrecke „Auf der Laimgrube") auf einen bedeutenden Serpentinstock mit auffälliger Kegelform gestoßen, der vom Biotitaugengneis umschlossen wird. Nach einer kurzen Unterbrechung, die von den herrschenden Biotitgneisen ausgefüllt wird, lagert an demselben Grabengehänge gegenüber dem Hohenstein auf der kegelförmigen Berghöhe „Bei den borbesen[1]) Katzen" ein vierter, und zwar sehr bedeutender Serpentinstock, ebenfalls parallel zum allgemeinen Streichen gestreckt ohne weitere Fortsetzung gegen NNO, derselbe endigt in dem umschließenden Hauptgestein, dem Biotitaugengneis. Ebensowenig konnte an unseren Serpentinstöcken eine Fortsetzung in der Richtung SSW gegen die „Rowinka" (Kote 617 *m*) aufgefunden werden.

Zwischen den Serpentinstöcken des Hohensteins, beziehungsweise des großen Lerchberges einerseits und jenen „Bei den borbesen Katzen" sowie dem kleinen Lerchberg anderseits, hat sich der Niklesgraben in der Zerrüttungszone von Biotitaugengneis und Glimmerschiefer sein Bett gegraben. Dank diesem Ereignis gewinnen wir einen sicheren Einblick in die tektonischen Verhältnisse dieser Serpentinmassen (siehe das nebenstehende Querprofil Figur 24) dergestalt, daß über deren geologische Erscheinungsform als isolierte Stöcke hinreichende Gewißheit erbracht ist, welche auf den diatrematischen Charakter dieser Eruptivgesteine zweifellos hinweist; sie haben sich auf Schlotten ihren Weg gebahnt und zum Teil die Deckgesteine auf Explosionsröhren durchgeschlagen. Was hier im Niklesgraben

[1]) Marchtaler Dialektform = barfüßigen.

Fig. 24.

Querprofil durch den großen Lerchberg bei Nikles.



1 = Biotitaugengneis (Granitgneis). — 2 = Gabbro-Amphibolit. — 3 = Feldspatreicher Diorit.
4 = Bielenitserpentin. — 5 = Gneisglimmerschiefer.

in solch sinnfälliger Weise zutage liegt, gilt sinngemäß auch für das Serpentinstockwerk am Zdiarberg etc., nur sind dort die natürlichen Aufschlüsse nicht so günstig als hier. Wir schreiten nun zur petrographischen Untersuchung der in Rede stehenden Serpentinmassen und deren Ursprungsgesteine und beginnen zunächst mit dem Serpentinstock am:

a) Großer Lerchberg. (Südlicher Ausläufer des Baudenberges.)

Das herrschende Gestein ist daselbst ein polyedrisch und richtungslos zerklüfteter dichter Serpentinfels bei schwarzgrüner, zuweilen auch blaugrüner Färbung, von Schichtung ist keine Spur, nur lokal macht sich eine undeutliche, nicht anhaltende Bankung bemerkbar. Fast sämtliche Kluftflächen des Serpentins sind mit einer Rinde faserigen Chrysotils überzogen, die vorwiegend schwarzgrün, weniger lauchgrün oder bläulich gefärbt ist. Durch Quetschung und hohem Druck erscheinen die Chrysotilüberzüge nach Art von Harnischen glänzend und spiegelnd, was auf die Volumvermehrung bei der Serpentinbildung unverkennbar hinweist, in deren Gefolge jene mechanischen Einwirkungen im Innern der Serpentinmasse selbst ausgelöst wurden. Denselben Harnischen begegneten wir auch in den Serpentinmassen bei Buschin und Nieder-Eisenberg.

In Splittern und in Kanten ist der Serpentin im durchfallenden Licht weingelb, blaßgelblich und weiß, durchscheinend bis farblos durchsichtig; man macht alsdann die Wahrnehmung, daß derselbe mehr oder weniger mit Magnetit der Form *O* (111) und als Körner imprägniert erscheint, jedoch ist dessen Menge im großen und ganzen nicht groß, daher das Gestein fast ohne jeden Einfluß auf die Magnetnadel ist. Akzessorische Gemengteile sind zahlreiche Nester körniger Aggregate des Chromits, dessen Menge im Nikleser Serpentinfels überhaupt bedeutend ist; da und dort bemerken wir Rutileinschlüsse in unserem Serpentinfels, die im Durchfallicht braungelb sind; sehr spärlich scheint der Feldspat vertreten zu sein.

Von anderen ursprünglichen Hauptgemengteilen konnte ich nur Diallagreste und einzelne Olivinkörnchen entdecken und auch diese bei ihrer Kleinheit sowie schlechten Erhaltung nicht mit Sicherheit.

Die Regenerationen des Serpentinfelses zu Chrysotil kommen nicht nur auf den Strukturflächen (wie bereits oben angeführt), sondern auch auf zahlreichen Adern und Spältchen im Innern der Serpentinmasse selbst vor, welche letztere sie oft parallel geordnet vielfach durchziehen, dabei die Chrysotilstengel stets senkrecht auf den Kluftwänden anschießen. Die Chrysotilüberzüge enthalten häufig soviel Magnetit eingesprengt, daß sie davon ihre schwarze Färbung empfangen.

Der Serpentinfels vom großen Lerchberg bedeckt sich — gleichwie alle übrigen Nikleser Serpentine — am Tage infolge der Atmosphärilien-Wirkung mit einer weißen graumelierten Verwitterungsrinde, deren Zusammensetzung nach Maßgabe der Beobachtungen u. d. binok. M. aus Leukophit besteht, worauf wir noch weiter unten ausführlich zurückkommen wollen.

b) Bielenit (Diallag-Olivin-Enstatitfels) als Ursprungsgestein der Serpentinmassen am großen Lerchberg.

Am Fuße des großen Lerchberges und der Sohle des Niklesgrabens stieß Verfasser auf große Trümmer und kubikmetergroße Blöcke eines schwarzgrauen feinkörnigen Gesteins, welche von einem kolossalen, vermutlich anstehenden Gesteinsblock abstammten, der beim Bau der neuen Waldstraße durch Sprengungen zerkleinert und auf diese Weise beseitigt werden mußte. Auch sonst lagen Blöcke solch frischen Gesteins daselbst auf der Grabensohle umher. Bei genauer Betrachtung erkannte ich sofort im Felde, daß das schwarzgraue Massengestein kein Serpentin ist; mit Hilfe der Lupe fand ich ferner, daß ein feinkörniges Gemenge verschiedener Pyroxene nebst Olivin, wahrscheinlich das Ursprungsgestein des Serpentins vom großen Lerchberg vorliegt. Serpentinisierung macht sich im Gestein nur im untergeordneten Maße bemerklich, und zwar hauptsächlich an offenen und versteckten Strukturflächen, weniger im Gestein selbst.

Mit Hilfe des binok. Mikroskops erkannte ich alsdann an Streupräparaten ein kleinkristalliges, dicht verwebtes Gemenge von kurz- bis langprismatischem Enstatit mit blätterigem Diallag und mit rundkörnigem Olivin; dazwischen ziehen halb- und ganzserpentinisierte Gesteinsanteile hindurch. Der Enstatit ist graugrünlich, zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit nach ∞P (110), dabei sind die Spaltrisse so dicht gedrängt, daß dadurch Feinfaserigkeit bedingt wird. Die Prismen werden in der Regel bloß von den Pinakoiden $\infty \bar{P} \infty$ (100). $\infty P \breve{\infty}$ (010) begrenzt, Endflächen scheinen zu fehlen. — Der Diallag ist grünlichweiß, graugrün bis olivgrün, charakteristische Teilbarkeit nach (100) mit starkem Perlmutterglanz auf letzterer Fläche; keine Kristalle, nur blätterigstruierte Körner und Aggregate solcher, des öfteren die Diallagblätter innig verfilzt. — Der Olivin ist olivgrün bis weingelb und besteht aus einzelnen rundlichen Körnern oder kleinkörnigen Aggregaten desselben. Akzessorische Gemengteile sind anzuführen. Relativ wenig Chromit mit bald stärkerem, bald schwächerem Metallglanz und spärlich zwischengeklemmte Feldspäte (?), noch sparsamer ist Magnetit eingestreut, demzufolge sich auch das Gestein in Bezug auf die Magnetnadel gänzlich indifferent verhält.

Von den drei Hauptgemengteilen überwiegt zuweilen der Diallag die beiden anderen Mineralien derartig, daß sich das Gestein einem Diallagit nähert, in anderen Gesteinspartien halten sich Enstatit und Diallag das Gleichgewicht, wozu noch der Olivin als gleichberechtigter dritter Faktor hinzukommt; zumeist entspricht jedoch das Mengenverhältnis der hier angeführten Reihenfolge gedachter Hauptgemengteile in absteigender Proportion.

Die Umwandlung des Bielenits in Serpentin beginnt mit dem Olivin, ergreift dann den Enstatit, während der Diallag am längsten Widerstand leistet, deshalb wir in der Serpentinmasse noch häufig unversehrten Diallagresten begegnen. —

Dünnschliffuntersuchung des Bielenits vom großen Lerchberg.

Im Dünnschliff wird der makroskopische Befund bestätigt, denn wir finden, daß das Gestein zum größten Teil frisch erhalten und Serpentinisierung nur im geringen Maße um sich gegriffen hat. Wir machen ferner in Uebereinstimmung mit obigen Beobachtungen die Wahrnehmung, daß die Zusammensetzung dieses hochwichtigen Gesteins die drei Hauptkomponenten — ihrer Menge nach geordnet: Diallag, Olivin und Enstatit ausmachen, dagegen der Andiopsid hier gänzlich fehlt, was ein so wesentlich verschiedenes Dünnschliffbild ergibt, daß wir das Gestein unmöglich mit dem Lherzolith in einen Topf werfen können, sondern hierfür den Artnamen: Bielenit in Vorschlag bringen, und zwar nach dem zweiten Hauptflusse des Verbreitungsgebietes vorliegender Gesteine: „Die Biele“ und der danach benannnten Berggruppe, dem Bielengebirge[1]), um nicht jedesmal die grundlegenden Merkmale dieses ternären Peridotittypus aufrechnen zu müssen. Die gedachten drei Komponenten erscheinen u. d. P. M. in geradezu sinnverwirrender Mannigfaltigkeit und Abwechslung miteinander verwachsen. —

Der an Menge vorwaltende Diallag ist in sehr unregelmäßigen Kristalloiden, beziehungsweise Körnern vertreten, darunter solche, welche nach der Klinoachse ungewöhnlich langgestreckt sind; wie wir uns an zahlreichen Basisschnitten überzeugt haben, ist stets eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110), welche sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, sowie eine gleich vollkommene Teilbarkeit nach (100) vorhanden, Spaltrisse parallel (001) in vielen Schnitten wahrnehmbar; Zwillingsbildungen nach (100) selten, aber im einzelnen Falle mehrfach wiederholt. Durchwachsungen mit Enstatit liegen in diesem Diallag nicht vor, dagegen öfters solche mit Olivin, welcher den Spaltrissen nach (100) des Diallags eingelagert erscheint. Das Relief des Diallags ist höher als das des Olivins, das erstere wird erst bei stärkerer Kondensorsenkung deutlich $n = 1{\cdot}69$; die Doppelbrechung nach Maßgabe der Interferenzfarben am Anfange der II. Ordnung und Ende der I. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$ auf Schnitten nach (010) bis (110); dagegen auf solchen nach (100) $\beta - \alpha$ aber nur 0·003, daher die lavendelgrauen Interferenzfarben. Die spitze positive Bisektrix $\mathfrak{c}$ schließt mit c den $\sphericalangle = 38{\cdot}5^0$ ein, und zwar gemessen im stumpfen Winkel β. Die Farbe des Diallags im Schliff ist graugrün bis farblos, der Pleochroismus $\mathfrak{c}$ grünlich bis lauchgrün, $\mathfrak{b} = \mathfrak{a}$ farblos.

In der Gesellschaft des Diallags wurde ein feinstrahliger, beziehungsweise feinfaseriger blaßgrünlicher Aktinolith beobachtet, dessen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}027$ beträgt, während die Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{c} = 15^0$ im spitzen Winkel β gemessen wurde. Derartige Aktinolithfasern nehmen stellenweise dergestalt zu, daß sie im Dünnschliffbilde sofort auffallen. Es ist wahrscheinlich, daß ein Teil dieser Umwandlungsprodukte von Diallag abstammt.

---

[1]) Siehe bei J. Guckler, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 189.

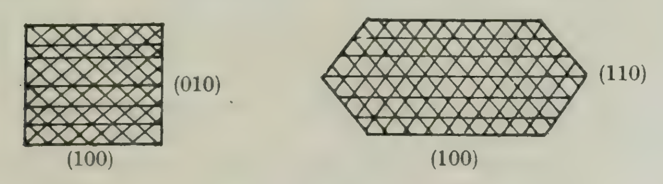
Der Olivin, welcher zum Teil der Serpentinisierung anheimgefallen ist, zeigt soweit er noch erhalten eine hochgradige Zerklüftung seiner zahlreichen bald größeren, bald kleineren zugerundeten Körner, derselbe ist demzufolge zumeist zu einem Olivingrus zerfallen, was bis zur Nachahmung von Mörtelstruktur fortschreitet. Es sind daher vollständig erhaltene Olivinindividuen, an welchen wir deren Physiographie studieren könnten, relativ selten, gleichwie Kristalle gänzlich fehlen. Vollkommene Spaltbarkeit in groben Spaltrissen nach (010) ist stets vorhanden, solche nach (001) da und dort angedeutet, sowie grobe Quersprünge annähernd $\perp c$ häufig sind. Im Schliffe meist farblos, selten gelblichgrün infolge beginnender Umwandlung; Lichtbrechung bedeutend, jedoch geringer als im Diallag, daher wohl hohes Relief und runzelige Oberfläche, aber geringer als im letzteren, dagegen die Doppelbrechung stark, und zwar in Basisschnitten $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$, daher die dunkelviolettroten und orangegelben Interferenzfarben am Ende der II. Ordnung, ferner auf (010) nur 0·019 und auf (100) nur noch 0·017, also halbgroße Differenz der Brechungsexponenten, was braungelbe Interferenzfarben ergibt.

Aehnlich wie beim Diallag finden wir an der Peripherie der Olivinindividuen und auf den Zerklüftungsflächen fortschreitend Umwandlung in faserige und strähnige Aggregate eines farblosen bis blaßgrünen Aktinoliths, dessen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}027$ und die Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{c} = 15^0$ gefunden wurde. Solche Wucherung kann bisweilen bloß einzelne Teile, fortschreitend auch ganze Individuen des Olivins erfassen und bis zur Unkenntlichkeit verändern.

Der rhombische Pyroxen ist meist als Enstatit anwesend, wir werden uns unten folgend überzeugen, daß ein Teil davon dem Hypersthen zugerechnet werden muß. Die Form des Enstatits entspricht bei den großen Kristallen langgestreckten Prismen, während die

Fig. 25.

Basisschnitte des Enstatit aus Bielenit. Niklesgraben.



kleinen Kristalle gedrungene Prismen bilden, begrenzt von $\infty \bar{P} \infty$ (100) . $\infty P \breve{\infty}$ (010) oder aber $\infty \bar{P} \infty$ (100) . ∞P (110) mit pyramidaler Zuschärfung an den beiden Enden, zumeist aber dortselbst serpentinisiert, wo dieser Prozeß beginnt. (Siehe die obenstehende Abb. 25.) Basisschnitte zeigen ungefähr rechtwinkelig kreuzende grobe Spaltrisse nach (110) und eine nicht immer vorhandene oder absätzige Teilbarkeit nach (100). Sehr charakteristisch für den Enstatit ist die starke Torsion seiner Kristalle, was wir sehr gut an dem gewundenen Verlaufe seiner Spaltrisse und dessen Einschlüssen ver-

folgen können, welche parallel den Spaltrissen eingelagert erscheinen, alsdann solche Kristalle Strängen ähnlich werden. Der Enstatit ist im Schliffe farblos, von mittlerer Lichtbrechung $n = 1·67$, Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0·008$, also recht schwach, daher Interferenzfarben etwas niedriger als Quarz, dagegen auf (100) bloß 0·005 und auf (001) nur 0·004, was unter × Nicols lavendelgraue Farbentöne gibt.

Der in Begleitung des Enstatits auftretende Hypersthen zeigt in morphologischer Hinsicht dieselbe Ausbildung wie der Enstatit ebenso die gleiche Spaltbarkeit des letzteren; im Schliff auffälliger weise gleichwie der Enstatit farblos, Lichtbrechung jedoch höher als im Enstatit $n = 1·70$, desgleichen auch die Doppelbrechung stärker, und zwar nach Maßgabe der braungelben Interferenzfarben in Schnitten nach (010) $\gamma - \alpha = 0·014$. Ist im Enstatit c = spitze positive Bisektrix, erscheint im Hypersthen a = spitze negative Bisektrix, daher optischer Charakter negativ, im Gegensatz zu dem optisch positiven Enstatit. Beide rhombische Pyroxene gehören einer Reihe an, so daß zwischen Enstatit und Hypersthen allmähliche Uebergänge bestehen.

Besonderes Interesse ist geknüpft an die zahlreichen, den Spaltrissen nach (100) eingelagerten opaken Lamellen von Ilmenit, welche fast in keinem der vielen Enstatit- und Hypersthen-Schnitte fehlen. Daß in diesem Falle tatsächlich Ilmenit vorliegt, erkennen wir mit Sicherheit daran, daß ein namhafter Teil dieser gesetzmäßig eingeschalteten Ilmenitlamellen bereits ganz oder teilweise in Titanit von höchster Licht- und Doppelbrechung umgewandelt ist, wobei der gedachte Prozeß in den Lamellen von innen nach außenhin fortschreitet. —

Die gesetzmäßig eingeschalteten Diallaglamellen, durch welche der Enstatit in den Gesteinen des Liegendzuges ausgezeichnet ist, und dort allgemein verbreitet sind, vermissen wir in unserem Ursprungsgesteine bezeichnenderweise, weil es zur selbständigen Kristallisation des Diallags gekommen ist. Endlich ist es für die Hauptgemengteile unseres Bielenit charakteristisch, daß speziell am Diallag und Olivin allgemein die Erscheinungen magmatischer Korrosion deutlich zu erkennen sind, weil Kristalle und Körner derselben an der Peripherie mehr oder weniger abgenagt erscheinen, wodurch die Individuen oft die bizarrsten Formen annehmen und wenig scharfe bis undeutliche Konturen aufweisen.

Der Chromit bildet dem Ilmenit ähnliche schlackenartige Formen, er ist opak mit braunen Rändern und massenhaft sowohl im Olivin und reinem Serpentin als auch im Diallag ausgeschieden. Der Ilmenit ist mehrfach mit Rändern von weißem, stark licht- und doppelbrechenden Leukoxen versehen. Magnetit ist in einzelnen Kriställchen und Körnern in allen drei Hauptgemengteilen in mäßiger Menge eingestreut.

Der Serpentin der Bielenitschliffe vom großen Lerchberg ist im Auffallicht hellgrasgrün, im Durchfallicht farblos, seine Lichtbrechung ist gleich der des Kanadabalsams $n = 1·54$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben

$\gamma - \alpha = 0{\cdot}005$; nach seinem mikroskopischen Kleingefüge müssen wir ihn dem parallelfaserigen Mikrometaxit zurechnen. — Dazwischen finden wir mit dem Serpentin innig verwachsen den Chrysotil, welcher sofort durch seine hohe Doppelbrechung, seine überaus feine Parallelfaserigkeit und seinen schichtenförmigen Aufbau auffällig wird. Die Lichtbrechung ist im Chrysotil gleich derjenigen des Kanadabalsams $n = 1{\cdot}54$, dagegen die Doppelbrechung nach Maßgabe der hellgelben Interferenzfarben dem Exponent $\gamma - \alpha = 0{\cdot}011$ entspricht. — Im Anfangsstadium der Serpentinisierung erkennen wir noch deutlich die Körner des Olivingruses, was Maschenstruktur zur Folge hat, gleichwie wir auch die prismatischen Formen des Enstatits im Serpentin wiederfinden, bis bei weiter fortschreitendem Prozeß die Kornverdichtung stetig weiter zunimmt und nichts mehr an den früheren Mineralbestand erinnert; nur der Diallag ist davon noch ziemlich verschont geblieben.

Die ursprüngliche Struktur des Gesteins ist eine richtungslos hypidiomorphkörnige; die Ausscheidungsfolge der Komponenten: Erze, Diallag, Olivin und zuletzt Enstatit. Der Grund für die Ausscheidung des Diallags vor Olivin dürfte wohl durch seine größere Masse bedingt gewesen sein. —

c) Serpentinfels am Hohenstein im Niklesgraben.

Gleichwie am großen Lerchberg kommen auch hier Gesteine vor, deren Serpentinisierung mehr oder weniger weit fortgeschritten ist, in anderen noch stärker zurückgeblieben und das Ursprungsgestein selbst bei makroskopischer Beobachtung noch relativ gut erhalten scheint.

Der Serpentinfels hat auch am Hohenstein die bereits oben geschilderte physikalische und morphologische Beschaffenheit, nur ist derselbe hier bedeutend reicher an Magnetit als der vorige, daher eine nicht unbedeutende Einwirkung auf die Magnetnadel äußert; auch ist der Magnetismus ein polarer, jedoch weist er nicht jene Intensität auf, wie wir solche zum Beispiel am Weigelith und den Marchitserpentinen von Kratzdorf und Großwürben zu beobachten Gelegenheit hatten. Faseriger Chrysotil fehlt auch dem Serpentinfels vom Hohenstein nicht. —

Von den Ursprungsmineralien ist noch zu erkennen: viel rundkörniger Olivin oder kleinkörnige Aggregate desselben; ferner langprismatischer Enstatit, der infolge seiner dichtgedrängten Spaltrisse nach (110) feinfaserig wird und auf (100) starken Perlmutterglanz entwickelt; dagegen scheint Diallag, beziehungsweise Diopsid zu fehlen. — Umwandlung beider Ursprungsmineralien in Serpentin ist insbesondere deutlich zu verfolgen an dem dünnstengeligen Enstatit, dessen Stengel allmählig im Serpentin verschwinden; dessenungeachtet ist die Menge der frischerhaltenen Ursprungsmineralien, insbesondere des Enstatits im vorliegenden Gestein nicht unbedeutend.

Im ganzen Gestein verteilt begegnen wir häufig Nestern von feinkörnigen, zum Teil auch schuppigen Aggregaten und oktaedrischen Kriställchen des Chromits, dessen Farbe einsenschwarz und braun-

schwarz bei starkem Metallglanz. U. d. M. erkannte ich zumeist O (111) sowie auch $O . \infty O \infty$ (111) . (100). Ueberhaupt sind die Serpentinfelse des Niklesgrabens im Vergleich zu den anderen Serpentinfelsen auf unserem Gangzuge auffallend reich an Chromit. Akzessorisch ist, wie bereits oben auseinandergesetzt, Magnetit; ferner Beschläge und Ueberrindungen von Kalzit und amorphe Kieselerde, die wahrscheinlich zum Opal gehört; stellenweise häufen sich solch sekundäre Ausscheidungen besonders an und sind im Gestein allgegenwärtig. Feldspäte scheinen auch diesem Vorkommen ganz zu fehlen. —

d) Bielenit am Hohenstein im Niklesgraben.

Gleichwie am großen Lerchberg, stieß Verf. auch am Hohenstein auf mehrere umherliegende, viele Kubikmeter große Blöcke des Ursprungsgesteins, das sich schon makroskopisch als ein schwarzgraues feinkörniges Gemenge mannigfaltiger Pyroxene zu erkennen gab, also kein Serpentinfels vorliegt, mit diesem jedoch durch alle möglichen Uebergänge verknüpft ist. U. d. binok. M. an Streupräparaten tritt uns ein hochinteressantes, innig verfilztes Gewebe von herrschenden Pyroxenen entgegen. Es ist wesentlich ein grünlich- und gelblichweißer Enstatit mit stark perlmutterglänzendem Diallag verwachsen. Letzterer ist durch seine Teilbarkeit nach (100) und dessen Glanz charakterisiert; dagegen die Kristalle des Enstatits durch die kurz- bis langsäulige Form $\infty \bar{P} \infty$ (100) . $\infty P \breve{\infty}$ (010), ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (110) und durch eine solche nach (001) sowie Querabsonderung senkrecht c ausgezeichnet sind. Die Enstatitsäulen werden zuweilen terminal von einem konvex abgerundeten $o P$ (001) begrenzt. Beide Pyroxene sind miteinander derartig verwachsen, daß ihre Trennung auf Schwierigkeiten stößt. — Als dritter wesentlicher Gemengteil beteiligt sich auch in diesem Gestein ein olivgrüner bis gelbgrüner rundkörniger Olivin mit vorwaltend größeren Körnern, doch ist bereits ein Teil dieses Olivins auf dem Wege der Umwandlung zu Serpentin ungleich weit fortgeschritten. Wo die Serpentinisierung beginnt, dort finden sich auch die Nester von körnigem, schuppigem und oktaedrischem Chromit, jedenfalls ein Ausscheidungsprodukt des im Olivin steckenden Chrom- und Eisengehalts. Sämtliche Hauptgemengteile enthalten etwas Magnetit eingesprengt; die Menge des im Serpentin sekundär ausgeschiedenen Magnetits, der auch die Maschenschnüre bildet, ist natürlich viel größer. Schon u. d. binok. M. gelingt die Feststellung, daß die Pyroxene in unserem frischen Gestein auf die Zwickel zwischen den großen unversehrten, halb- oder ganzserpentinisierten Olivinkörnern beschränkt sind, es wäre dies also jene Intersertalstruktur, wie wir sie auch an den Peridotiten des Liegendzuges beobachtet haben und wie man sie an jedem Diabas zu sehen Gelegenheit hat.

Durch obige Ergebnisse der makroskopischen Untersuchung ist festgestellt worden, daß das Ursprungsgestein am Hohenstein ebenfalls ein Bielenit ist, der zum größten Teile der Serpentinisierung anheimgefallen ist, dessenungeachtet ist noch genug frisches Gestein

erhalten geblieben, um auf das früher herrschende Ursprungsgestein rückschließen zu können.

Gleichwie die Serpentinfelse des Liegendzuges, bedecken sich die Serpentinfelse im Niklesgraben am Tage den Atmosphärilien ausgesetzt, an ihrer Oberfläche rings umher mit einer 3 bis 10 *mm* dicken graulichweißen Verwitterungsrinde, welche wesentlich aus Leukophit (Weißserpentin) besteht, im Gegensatz zu dem düsteren und schwarzgrünen gemeinen Serpentin. Der Leukophit zeigt zum Teil die typische Maschenstruktur des Olivinserpentins, worin man Säulen des Enstatits oder Kristalloide des Diallags von gutem Erhaltungszustande erblickt oder derselbe besitzt die regellose und enge Maschenstruktur des Pyroxenserpentins, wenn auch Enstatit und Diallag der Serpentinbildung zum Opfer gefallen sind. Durch die Verwitterung wird auch in diesem Falle die sphäroidische Grundanlage des Serpentins, so recht offenbar und kann alsdann im Leukophit um so besser erkannt werden.

e) Der Dunitstock am kleinen Lerchberg, Niklesgraben.

Gegenüber dem großen Lerchberg, getrennt durch den Niklesgraben, fand ich auf dessen Rechtsgehänge, beziehungsweise dem kleinen Lerchberg in der sogenannten Waldstrecke „Auf der Laimgrube“ [1]) zu meiner nicht geringen Ueberraschung keinen Serpentin, sondern ein frisches, sehr feinkörniges Gestein grauer und grünlichgelb melierter Färbung, das bei makroskopischer Betrachtung sofort als Peridotit erkannt wurde und das nur im untergeordneten Maße parziell der Serpentinisierung unterworfen war. Die geologische Erscheinungsform ist gleichwie bei den anderen Vorkommen des Niklesgrabens, die eines stehenden Stockes, welcher den kleinen Lerchberg zusammensetzt, der zur Gänze aus solchem frischem Peridotit besteht. —

Die Untersuchung u. d. b. M. an Streupräparaten ergab alsdann, daß den Hauptgemengteil des Gesteins Olivin bildet, hierzu gesellt sich als Nebengemengteil etwas Diallag und zuletzt in reichlicher, jedoch schwankender Menge Chromit; Magnetit ist bloß akzessorisch eingesprengt, demzufolge sich das Gestein in Bezug auf die Magnetnadel gänzlich indifferent verhält. — Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, daß wir es im vorliegenden Falle mit einem echten Dunitkörper zu tun haben, welcher uns die merkwürdige Spaltfähigkeit des peridotit- und pyroxenitischen Magmas mit seiner vielgestaltigen Mannigfaltigkeit deutlich vor Augen führt. —

Der Olivin ist grünlichgelb und hellgelb bei starkem Glasglanz, er bildet große Kristallindividuen und unregelmäßige Körner, welche in ein Aggregat kleinster Körner aufgelöst erscheinen, Spaltbarkeit vollkommen parallel (010), unvollkommen nach (001) sowie unregelmäßige Zerklüftung. Wahrscheinlich ist, daß der braungelb gefärbte Olivin dem eisenreichen Hyalosiderit beizuordnen wäre? Dagegen

---

[1]) Diese, sowie alle übrigen Lokalitätsbezeichnungen im Niklesgraben sind den fürstlich Liechtenstein'schen Forstkarten entnommen und können auf Zuverlässigkeit von alters her Anspruch erheben.

der Diallag olivgrün, graugrün bis grünlichweiß gefärbt ist, mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100), daher auffallend klein- und dünnblätterig wird, auf letzterer Fläche verbreitet sich starker metallartiger Perlmutterglanz. Das Mengenverhältnis von Olivin und Diallag schwankt in den verschiedenen Stufen und deren Fundorten (Steinbrüche und natürliche Felsanstände) in ziemlich weiten Grenzen. Der Olivin wird da und dort mit vereinzelten Säulchen des Enstatits durchspießt, so wie auch der Diallag mitunter Umwandlung in Hornblende eingeht. — Die Menge des Chromits ist auch im vorliegenden Gestein bedeutsam; derselbe besteht aus feinkörnigen bis feinschuppigen, untergeordnet oktaedrischen Aggregaten von schwachem Metallglanz und eisenschwarzer bis tiefbrauner Farbe, er bildet zahlreiche kleine Nestchen sowohl im Olivin als auch im Diallag und gibt sich dadurch als Erstausscheidung kund. — Der in diesem Gestein bloß eine untergeordnete Rolle spielende Serpentin ist wohl zumeist aus dem Olivin hervorgegangen, derselbe ist berggrün bis graugrün, glanzlos, matt und dicht; er unterscheidet sich übrigens in keiner Weise von den anderen bisher beobachteten Olivinserpentinen.

Dünnschliffbild des Dunits vom kleinen Lerchberg.

Im Dünnschliff u. d. P. M. finden wir, daß der Olivin tatsächlich als einziger Hauptgemengteil das mikroskopische Bild beherrscht und ungefähr mit 90 % an der Gesteinsmasse beteiligt ist; — untergeordnete primäre Nebengemengteile sind anwesend, Diallag, im Olivin porphyrisch ausgeschieden, ferner große Einzelkristalle der farblosen Hornblende (Achromait), im Olivin eingeschlossen, außerdem klein gediehene Enstatite und endlich viel Chromit, geringe Mengen von Ilmenit und Magnetit; die Erze hauptsächlich im Olivin ausgeschieden. Von sekundären Neubildungen sind anzuführen: Aktinolith nebst Asbest, Antigorit, Chrysotil und gemeiner Serpentin und endlich kleine Titanite. Wir wollen nun an die nähere Betrachtung der Komponenten gehen.

Was den einzigen Hauptgemengteil, den Olivin betrifft, so konstatieren wir sofort die auffällige Tatsache, daß derselbe durchwegs zu einem kleinkörnigen Grus aufgelöst erscheint; die zahllosen Körner sind farblos, besitzen ein auffallend hohes Relief und breite dunkle Ränder der Totalreflexion, auf hohe Lichtbrechung hinweisend; dazwischen verbreitet sich auf den zahllosen Spaltrissen und Sprüngen eine gelbgrüne, niedriger brechende Olivinsubstanz, welche homoox erscheint und wahrscheinlich zum Villarsit gehört, welcher den Beginn der Umwandlung auf dem Wege nach dem Serpentin anzeigt. Nur mit Mühe gelingt es stellenweise nach Maßgabe der gleichen optischen Orientierung die unversehrten ganzen Olivinkristalle zu rekonstruieren und wir sehen an den scharf zugespitzten Basisschnitten mit der höchsten Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0·036$, daß die Kristalle vor ihrer Zerstörung von $\infty P \infty$ (100) . ∞P (110) begrenzt waren, versehen mit groben Spaltrissen nach (010) und groben Sprüngen ungefähr parallel (100). Auf dem daraus entstandenen Geäder wurde der Villarsit weiterschreitend zu Antigorit, Chrysotil und gemeinen

Serpentin umgewandelt, sowie auch der Zerfall des Olivins zu kleinkörnigem Grus stetig weiter fortgeschritten ist. Die Bildung dieses Olivingruses ist also kaum das Resultat mechanischer Einwirkungen, demzufolge auch undulöse Auslöschung, beziehungsweise Kataklase nicht beobachtet wurde; es bliebe wohl unverständlich, warum die im Olivin eingeschlossenen Diallage und Hornblenden nicht auch der Vergrusung anheimfielen?

Im Olivingrus liegen größere Ausscheidlinge von Diallag in zugerundeten Körnern und quadratischen sowie rechteckigen Kristallschnitten gleichsam porphyrisch ausgeschieden; charakteristisch für denselben ist die vollkommene Teilbarkeit nach (100), markiert durch scharfe parallele und geradlinige Spaltrisse; in Basisschnitten wurde sodann festestellt, daß diese letzteren den Winkel der prismatischen Spaltrisse nach (110) genau halbieren. Lichtbrechung etwas größer als im Olivin, demzufolge höheres Relief und runzelige Oberfläche; Doppelbrechung auf (010) $\gamma-\alpha = 0{\cdot}024$, dagegen auf (100) aber nur 0·007 was klargraue Interferenzfarben gibt. Die Auslöschungsschiefe beträgt $\sphericalangle\, c:c = 38^0$ im stumpfen Winkel β, gemessen. Durchwachsungen mit Enstatit sind nicht vorhanden, dagegen finden wir zahlreiche kleine Olivinkörner darin eingewachsen, außerdem sind alle Diallagschnitte mit Magnetit reichlich eingesprengt. —

In dem herrschenden Olivingrus ebenfalls porphyrisch ausgeschieden, finden wir ferner große zugerundete Körner und Kristalle einer farblosen, nicht pleochroitischen Hornblende begrenzt entweder bloß von ∞P (110) oder ∞P (110) . $\infty \bar{P} \infty$ (010), was wir an Basisschnitten feststellen konnten, sowie die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach dem Amphibolprisma $\sphericalangle = 124{\cdot}5^0$. Diese selbständige Formenentwicklung unserer Hornblende spricht jedenfalls für primäre Entstehung und gegen eine Neubildung auf Kosten des Diallags. Die Lichtbrechung ist bedeutend geringer als im Diallag und zwar $n = 1{\cdot}64$, jedoch die Doppelbrechung etwas stärker, und zwar $\gamma-\alpha = 0{\cdot}027$; ferner wurde die Auslöschungsschiefe $\sphericalangle\, c:c = 26^0$ im stumpfen Winkel β gemessen, also abnorm hoch gefunden, wodurch diese Hornblende dem Hastingsit nahe stehen würde, wenn nicht ihre Farblosigkeit sowie mangelnder Pleochroismus dagegen streiten möchte; nur stellenweise konnte ein sehr schwacher Pleochroismus erkannt werden: $\mathfrak{a}$ farblos, $\mathfrak{b}$ blaßgrünlichgelb, $\mathfrak{c}$ unbekannt; demzufolge müssen wir auch diese Hornblende dem Achromait beiordnen.

Der Enstatit in diesem Gestein ist spärlich und in auffallend kleinen farblosen Kristallen vertreten, er hält sich gewöhnlich in der Nähe der Erze auf, mit welchen er vielfach verwächst. Auch in diesem Gestein kommt in der Gesellschaft des Enstatits der farblose Hypersthen vor, welcher durch den optisch negativen Charakter sowie seine höhere Doppelbrechung gekennzeichnet ist; beide Pyroxene sind miteinander innig verwachsen und durch Uebergänge zu einer Reihe verknüpft, gleichwie sie auch die bekannten gesetzmäßig nach (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen enthalten. —

Die Heimat der primären Erze, speziell des Chromits ist der Olivin, worin er sich in großer Menge ausgeschieden hat; der erstere enthält auch Einschlüsse von Olivin, was für die fort-

dauernde Ausscheidung der Erze wichtig erscheint. Im Gestein hier und dort zerstreut beobachten wir Titanit von höchster Licht- und Doppelbrechung, welcher wohl aus Ilmenit umkristallisierte.

Neubildungen.

Unter diesen nimmt unser Interesse zunächst der Aktinolith in Anspruch, der teils in lanzettförmigen Einzelkristallen mitten im Olivingrus eingeschlossen ist, teils aber zu ganzen Bündeln vereinigt an der Peripherie des Olivins gegen Antigorit, beziehungsweise Serpentin liegt oder von den beiden letzteren rings umschlossen wird. Die spießigen Kristalle des Aktinoliths haben die allgemeine Gestalt eines Weberschiffels, sind nach c sehr lang gestreckt, an den beiden Enden länglich zugeschärft und zeigen grobe Quersprünge $\perp c$. Im Schliff vollständig farblos, Lichtbrechung abnormal stark, demzufolge hohes Relief $n = 1{\cdot}625$, Doppelbrechung ungewöhnlich stark, und zwar nach Maßgabe der violettroten Interferenzfarben am Ende II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}033$; weiters wurde die Auslöschungsschiefe $c : c = 14$ bis 15^0 im stumpfen Winkel β gemessen. Zuweilen werden solche Aktinolithaggregate sehr feinfaserig und bilden alsdann einen asbestähnlichen feinhaarigen Filz. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der Aktinolith sekundär aus dem Olivin entstanden, zu einer Zeit, als die Antigorit-, beziehungsweise Serpentinbildung noch nicht begonnen hat. —

Zum ersten Male begegnen wir in unseren mannigfaltigen Gesteinen hier dem Antigorit. Derselbe ist an den Olivin, beziehungsweise dessen Peripherie gebunden und besteht aus teils parallel geradlinigen, teils vielfach gekrümmten sowie auch rosettenförmig geordneten Blättchen, welche auf zwei aufeinander senkrechten Richtungen hin optisch orientiert sind. Die Blättchen sind optisch zweiachsig, die negative Bisektrix steht senkrecht auf der Blattfläche. Die Spaltung geht parallel (100), es ist also $a = \mathfrak{a}$, $\mathfrak{b} = c$, $c = \mathfrak{b}$, demzufolge optischer Charakter des Minerals negativ, im Gegensatz zu dem positiven Chrysotil. Im Schliff ist der Antigorit gelblichgrün, der Pleochroismus kräftig lauchgrün, wenn das Licht parallel, farblos wenn es senkrecht zu den Spaltflächen schwingt. Nachdem das Relief erst bei völliger Kondensorsenkung deutlich wird, ist die Lichtbrechung schätzungsweise $n = 1{\cdot}6$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der hellgelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}010$, also dem Enstatit entsprechend.

Die Bildung von gemeinem Serpentin hat in diesem Gestein nur im relativ beschränkten Maße um sich gegriffen, wo das der Fall, läßt er noch unter $\times$ Nicols die Konturen des Olivingruses deutlich erkennen; mit der fortschreitenden Körnerverdichtung verschwinden jedoch die gedachten Umrisse und gehen in der aus Faserbalken zusammengesetzten Serpentinmasse auf, deren Lichtbrechung, gleich der des Kanadabalsams, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}005$ nach dem graublauen Interferenzfarbenton ist.

Bezüglich der Struktur des Nikleser Dunits wurde die Feststellung gemacht, daß der Diallag sowohl als auch die Hornblende

porphyrisch unter den Olivinaggregaten auftreten, was zu der weiter oben auch am Bielenit beobachteten ophitischen Struktur führt. Die Ausscheidungsfolge ist also: Erze, sodann Diallag und Hornblende (Achromait) vor Olivin.

Wir staunen über die Spaltungsfähigkeit des peridotitischen Magmas, welches auf so kurze Entfernung die Tatsache zuwege brachte, daß östlich des Niklesgrabens Bielenit, westlich des letzteren Dunit auskristallisierte. Ebenso auffallend und widerspruchsvoll ist die weit fortgeschrittene Serpentinisierung des Bielenits und der relativ frisch erhaltene Zustand des benachbarten Dunits. —

f) Niklesitserpentinfels auf der Höhe „Bei den borbesen Katzen". Ein neuer Pyroxenit: Andiopsid, Enstatit und Diallag.

Am Linksgehänge des Niklesgrabens verbleibend und auf dem allgemeinen Streichen gegen NNO fortschreitend, gelangen wir auf jenen dominierenden Bergkegel, der in den Forstkarten mit dem fragwürdigen Namen: „Bei den borbesen Katzen" belegt ist; derselbe liegt hinter dem vorhin genannten kleinen Lerchberg und bildet einen gewaltigen Serpentinstock, von Biotitaugengneis umschlossen; worin man schon makroskopisch zahlreiche Enstatit- und Diallag-Individuen erkennt; ferner sehen wir vielen nestförmig ausgeschiedenen Chromit. Auf den Strukturflächen finden sich sekundäre Ueberrindungen von weißem Kalzit, zum Teil in der Form steiler, spitzer Rhomboeder kristallisiert und zu Drusen verbunden. Uebrigens hat dieser dunkelgrüne Serpentinfels äußerlich viel Aehnlichkeit mit dem Gestein vom großen Lerchberg und dem Hohenstein, dessenungeachtet hat er eine wesentlich andere mineralische Zusammensetzung.

Bei der Untersuchung u. d. binok. M. an Streupräparaten nimmt die Menge der erhalten gebliebenen Ursprungsmineralien bedeutend zu und wir erkennen, daß sich an der Zusammensetzung des Ursprungsgesteins nach ihrem abnehmenden Mengenverhältnis wesentlich: Diallag und Enstatit beteiligen, den Andiopsid vermögen wir vom letzteren nicht zu trennen, dagegen der Olivin nur im untergeordneten Maße vertreten ist. Obwohl das Mengenverhältnis von Diallag zu Enstatit Schwankungen unterworfen ist, derart daß bald der Diallag, bald der Enstatit vorwaltet, so herrscht dessenungeachtet zumeist der erstere vor; er ist stets durch seine Teilbarkeit nach (100) auffällig, was die blätterige Struktur seiner Körner und Kristalloide bedingt; auf letzterer Fläche liegt in der Regel ein metallischer Schiller oder bloß metallartiger Perlmutterglanz; er ist mit graugrünlicher oder grünlichweißer Farbe durchsichtig. — Der Enstatit ist als kurz- und langprismatische Säulen kristallisiert, er ist durch seine Spaltbarkeit nach (110) und Querabsonderung annähernd nach (001) charakterisiert sowie die dadurch bedingte faserige Struktur als auch starkem Perlmutterglanz ausgezeichnet. — Der Olivin ist nur in wenigen, meist größeren Körnern und Kristallen vertreten; durch Verwitterung matt und gelblich, übrigens ähnlich den übrigen Vor-

kommen auf unserem Gangzuge, ohne etwas bemerkenswertes Neues darzubieten.

Der Hauptgemengteil unseres Niklesitserpentins ist natürlich der Serpentin, der jedoch das wiederholt, was wir bereits an den übrigen Vorkommen des Niklesgrabens beschrieben haben. Die Menge der sekundären Regenerationen des dichten Serpentins zu faserigem Chrysotil ist in diesem Gestein bedeutsam; der letztere überzieht fast alle Strukturflächen, welche meist Harnischen gleichen oder er füllt die Spalten und Adern des Serpentins aus; seine abwechslungsreichen Farben sind schwarzgrün, weingelb und bläulichweiß. Auch dieser Serpentinfels enthält viele und größere Nester von eisenschwarzem und tiefbraunem Chromit ausgeschieden. Außerdem ist der Serpentin mit Magnetit eingesprengt, dessen Menge so gering ist, daß das Gestein ohne Einfluß auf die Magnetnadel ist. Der Diallag zeigt sich auch an diesem Gestein gegen Serpentinisierung weit widerstandsfähiger als die übrigen Komponenten. —

Dünnschliffbild von dem Niklesitserpentinfels.

U. d. P. M. finden wir, daß die Serpentinisierung in diesem Gestein ziemlich weit fortgeschritten ist und daß sich eigentlich nicht zu viele Reste der Ursprungsmineralien erhalten haben. Dessenungeachtet ist ihre Menge hinreichend genug, um auf das Ursprungsgestein mit einiger Sicherheit schließen zu können, danach war dasselbe aus den folgenden primären Hauptgemengteilen zusammengesetzt, und zwar ihrem absteigenden Mengenverhältnis nach geordnet: Andiopsid, Enstatit und Diallag, akzessorisch ist Chromit, Ilmenit und Magnetit. Es liegt hier der interessante Fall vor, daß die beiden stofflich nahe verwandten, mikroskopisch-optisch sehr verschiedenen monoklinen Pyroxene, Andiopsid und Diallag gleichzeitig nebeneinander vertreten sind. Eine dergestaltige ternäre Kombination rhombischer und monokliner Pyroxene war bislang in der Pyroxenitenfamilie nicht bekannt und wird demzufolge für diesen neuen Pyroxenit der Kürze halber der Name Niklesit, nach dem Orte seines Vorkommens in Vorschlag gebracht. Die gedachten Pyroxene zeigen folgendes Verhalten:

Der Andiopsid ist im Schliffe farblos bis gelblichgrün; er zeigt keine Kristalle, sondern nur sehr unregelmäßige, durch die Serpentinisierung abgenagte oder mehr weniger zerstörte Individuen; diese besitzen ein parallelblätteriges bis krummblätteriges Kleingefüge und erscheinen dadurch hervorragend charakterisiert. Diese mikroskopisch feinen Lamellen, beziehungsweise Spindeln bestehen aus einer dem Diallag verwandten Substanz von etwas kleinerer, jedoch noch immer hohen Doppelbrechung und sind ihrem Wirth durchwegs parallel (110) eingewachsen. Die Lichtbrechung des Andiopsids ist relativ niedrig und schätzweise gleich derjenigen des Enstatits $n = 1{\cdot}67$; dagegen ist die Doppelbrechung hoch $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$, demzufolge die reingelben und orangegelben Interferenzfarben am Ende der II. Ordnung. Achsenebene ist (010), die Auslöschungsschiefe auf (010) $c : c =$

= 41° im stumpfen Winkel β, jedoch sind solche Schnitte selten. In den Basisschnitten bekommen wir die grobrissige Spaltbarkeit nach dem Pyroxenprisma zu sehen, sowie die Teilbarkeit nach (100) ebenfalls scharf ausgeprägt zu sein pflegt. —

Sehr charakteristisch sind die Verwachsungen des Andiopsids mit Lamellen des Enstatits, wobei (100) des ersteren parallel liegt mit (100) des letzteren, so wie auch die Prismenflächen beider zusammenfallen; diese Verwachsung tritt durch die große Differenz der Doppelbrechung auffällig hervor. Ebenso wichtig ist die Verwachsung des Diopsids mit vielen Lamellen des Ilmenits, welcher parallel den Spaltrissen nach (100) eingeschaltet; es ist dieselbe Erscheinung, die sich am Enstatit wiederholt; überhaupt kommen beide Minerale gern in die Nähe der Erze zu liegen. Andiopsid und Enstatit sind überall miteinander innig verwachsen, so zwar daß ihre Reste fast durch den ganzen Schliff verbreitet sind, wo sie dem herrschenden Serpentin inliegen.

Bezüglich des Enstatits können wir uns auf die Schilderung bei den oben betrachteten Gesteinen des Niklesgrabens beziehen. Auch hier begegnen wir den unvollständigen, durch die Serpentinisierung verunstalteten Individuen, für welche der krummlinige und gewundene Verlauf der Spaltrisse nach (110) stets charakteristisch bleibt und auf tordierte Kristalle verweist, zumal auch undulöse Auslöschung auf mechanische Einwirkungen schließen läßt. In noch stärkerem Maße als Andiopsid ist der Enstatit mit vielen Ilmenitlamellen parallel (100) verwachsen, welcher in keinem Schnitte aus der Prismenzone fehlen und welche gegen die Kristallenden hin beiderseits auskeilen, also spindelförmig erscheinen. Außerdem begegnen wir im vorliegenden Enstatit ziemlich häufig der Einschaltung von Diallaglamellen in der bekannten gesetzmäßigen Weise, daß in Schnitten nach (100) beide Minerale gerade auslöschen, dagegen in solchen nach (010) die Lamellen des Diallags schief auslöschen, und zwar öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (100), weil sie in Zwillingsstellung sich befinden. An die Stelle von Diallag kann auch Diopsid treten, jedoch ist diese Verwachsung dann allemal parallel gerichtet. —

Der Diallag kommt meist in gut erhaltenen rundlichen größeren Körnern vor, stets mit der für ihn charakteristischen vollkommenen Teilbarkeit nach (100) ausgestattet, deren Verlauf in Schnitten nach *c*, parallel der prismatischen Spaltbarkeit geht; außerdem ist daselbst eine absätzige Spaltbarkeit parallel (001) in den meisten Schnitten zu bemerken. In Basisschnitten sehen wir die beiden ersteren Spaltbarkeiten durch grobe Spaltrisse markiert, und zwar derartig, daß die Spaltrisse nach (100) den prismatischen Spaltwinkel halbieren. Im Schliff farblos bis blaßgraugrün; Lichtbrechung hoch, stärker als im Olivin $n = 1·69$; wegen der im Diallag enthaltenen massenhaften Punkteinschlüsse kommt die Höhe der, der Doppelbrechung entsprechenden Interferenzfarben nicht zur Geltung, sondern nur getrübte mißfarbige Töne. Achsenebene ist (010), schiefe Auslöschung beobachtet, jedoch fehlen geeignete Schnitte zu deren vollen Auswertung.

Verwachsungen des Diallags mit Enstatit nicht beobachtet, dagegen sind Einschlüsse des Andiopsids im Diallag häufig; die Punkteinschlüsse im Diallag dürften wohl staubförmig beigemengtem Ilmenit zuzuschreiben sein.

Außer den angeführten Hauptgemengteilen wurden in den Schliffen auch da und dort einzelne Olivinkörner, als akzessorische primäre Gemengteile angetroffen. — Von den Erzen ist speziell der Chromit massenhaft im Andiopsid primär ausgeschieden, sekundäre Erzausscheidungen finden wir massenhaft im Serpentin, ohne aber die bekannten Maschen zu formen, vielmehr zu Streifen (Balken) geordnet oder zu Haufen versammelt.

Von den Neubildungen ist selbstverständlich gemeiner Serpentin als weitaus vorherrschender Hauptgemengteil zu nennen, bezüglich dessen Mikrostruktur hervorzuheben ist, daß er meist aus querfaserigen Balken besteht, die wir dem Metaxit zurechnen, dagegen die vielen radialfaserigen Körner dem Pikrolith beiordnen. Im Anfangsstadium der Serpentinbildung können wir in der Anordnung der Faserbalken noch die langprismatischen Formen des Enstatits und Andiopsids, ja die Feinfaserigkeit des letzteren noch deutlich unterscheiden, bis auch diese in der einheitlichen Serpentinmasse aufgehen und mit der fortschreitenden Kornverdichtung die Doppelbrechung abnimmt, so wie die Menge der isotropen Balken in stetiger Zunahme begriffen ist. Nachdem der Olivin nur in vereinzelten kleinen Körnern vorkommt, so sind auch von Maschenstruktur kaum Spuren vorhanden; dasselbe gilt von der sogenannten Gitter- und Fensterstruktur, obwohl unser Serpentin hauptsächlich aus den obgeschilderten drei Pyroxenen entstanden ist. —

Wenn R. Reinisch in seinem trefflichen „Petrographischen Praktikum II“ (I. Aufl. 1904, pag. 104) sagt: „Die Maschenstruktur ist der Ausdruck der Chrysotilnatur, die Gitter- und Balkenstruktur für den Antigoritcharakter des Serpentins“, so ist das in dieser Allgemeinheit kaum richtig. Chrysotil ist an die Maschenstruktur ebensowenig als Antigorit an Gitter- und Balkenstruktur geknüpft. Maschenstruktur entwickelt sich sowohl in den Serpentinen nach Peridotiten, als auch nach Pyroxeniten, dieselbe ist im Anfangsstadium von der Kristallform, der Spaltbarkeit und Zerklüftung der Ursprungsmineralien abhängig, sie geht stetig fortschreitend der Kornverdichtung entgegen unter Zunahme der isotropen Balken, welche immer engmaschiger gestrickt erscheinen und führt endlich zur Ausbildung von sphäroidischer Mikrostruktur des gemeinen Serpentins, beziehungsweise des Leukophits. —

Verlassen wir den Niklesgraben und wenden uns auf dem allgemeinen Gebirgsstreichen NNO gegen das obere Marchtal, wo es als Quertal ausgebildet unseren lakkolithischen Dioritgabbrogang durchschneidet, so würden wir auf jenes Serpentinvorkommen von Walbergsdorf nächst Mähr.-Woitzdorf stoßen, worüber der altbekannte Naturforscher F. Kolenati in seinem Werke: „Die Mineralien Mährens und Oesterr.-Schlesiens“ (Brünn 1854) pag. 59 berichtet, was folgt: „Bronzit blätterig im Serpentin von Walbergsdorf bei Goldenstein“ (?); ferner „Diallag großblätterig im Serpentin von Walbergsdorf

bei Goldenstein" (?). Letztere Angabe ist sehr ungenau, denn Walbergsdorf liegt nicht bei Goldenstein, wohl aber ist, wie erwähnt, Mähr.-Woitzdorf der nächste größere Ort.

Verf. hat sich bemüht, dieses Vorkommen aufzufinden, doch waren alle seine diesfalls angestellten Bemühungen bei Walbergsdorf ohne Erfolg; auch die von dem Lehrer Herrn Rudolf Hanke in Goldenstein über meine Bitte gemachten Nachforschungen führten zu dem negativen Ergebnis, daß Serpentinfels bei Walbergsdorf nicht vorkommt. Es ist möglich, daß hier eine Verwechslung mit Weigelsdorf vorliegt?

Ueber den Bielenit im Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf.

Dieses altbekannte Vorkommen liegt südlich der Reichsstraße von Wildschütz nach Sörgsdorf, und zwar auf der Höhe bezeichnet mit Kote 350 *m* (der Spezialkarte 1:75.000). Der Aufschluß, ein kleiner Steinbruch, worin Straßenschotter gebrochen wurde, liegt ungefähr 300 Schritte von der gedachten Zahl 350 südlich entfernt, in der Nähe eines dort einschneidenden Wasserrisses.

A. v. Lasaulx[1]) hat dieses merkwürdige Gestein schon früher, und zwar als „Olivingabbro" beschrieben, von dem er sagt, daß es makroskopisch als eine pechschwarze, dichte Masse erscheint, in der man vereinzelt weiße Flecken wahrnimmt, die u. d. M. als Plagioklas enthüllt werden. Derselbe unterscheidet zwei Ausbildungen des Gesteins, je nachdem zum Olivin und Diallag mit Hornblende noch Plagioklas als wesentlicher oder untergeordneter Gemengteil hinzutritt; akzessorisch werden Korund, Magnetit, Löllingit und Magnetkies angeführt. Der Olivin zeigt im Schliff einen Serpentinsaum, der oft ein dreifaches Stadium der Zersetzung erkennen läßt. Seit dieser Zeit ist dieses interessante Vorkommen der Wallfahrtsort zahlreicher Mineralogen und Petrographen.

Mit dem Gabbro von Sörgsdorf sind Amphibolite vergesellschaftet, die stellenweise ganz von Korund erfüllt sind; derselbe Olivingabbro weist auch serpentinisierte Partien auf und durchbricht nach demselben Autor Hornblendegneis.

Nach J. Guckler[2]) ist der gedachte Olivingabbro „an der Dioritgrenze emporgestiegen, rings um denselben stellen sich die serpentinisierten Hornblendeschiefer, die oft Fleckschiefern ähnlich sehen, steil empor und fallen vom Kerne ab".

Daß das in Rede stehende Gestein kein Gabbro ist, wie Lasaulx und Guckler meinten, dafür spricht nicht nur das hohe spezifische Gewicht desselben, die gegen Olivin und Diallag nebst Enstatit verschwindend kleine Menge Feldspat in dem weitaus überwiegenden Gesteinsanteil; durch die eisenschwarze Farbe ist das Gestein äußerlich vielmehr einem Magneteisenerz, denn einem Gabbro ähnlich.

---

[1]) Jahresbericht der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Breslau 1875, pag. 59 und Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. 1878, pag. 839.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, 47. Bd., pag. 157.

Und in der Tat ist das Gestein sehr eisenreich, wie wir uns an der Hand der unten folgenden chemischen Analyse überzeugen werden; übrigens hat das in Rede stehende Gestein nicht entfernt die chemische Zusammensetzung eines Gabbros, sondern diejenige eines ultrabasischen Spaltungsproduktes von dioritisch-gabbroider Abstammung. Es ist entschieden ein Peridotit, der keineswegs vereinzelt dasteht, sondern im Zusammenhange mit den übrigen ultrabasischen Gliedern unseres peridotit- und pyroxenitischen Eruptionsgefolges betrachtet werden muß, in dessen langer Kette er bloß ein Glied bildet. Dieser höhere Zusammenhang war Lasaulx sowie Guckler gänzlich unbekannt. —

An dem reichlich aufgesammelten Stufenmaterial konnte ich makroskopisch unter Zuhilfenahme des binok. M. folgende Beobachtungen anstellen, und zwar sind die wesentlichen Komponenten dieses überaus feinkörnigen eisenschwarzen Gesteins Olivin und Diallag nebst faserigem Enstatit und wenig Plagioklas als Nebengemengteilen, da und dort wenig schwarzgrüne Hornblende, welche aus dem Diallag entstanden, eine große Menge Magnetit hauptsächlich im Olivin eingesprengt. —

Der Diallag ist olivengrün und grasgrün, im durchfallenden Licht grünlichweiß bis farblos, von ausgezeichneter blätteriger Teilbarkeit nach (100); meistens Körner, dagegen die Kristalle des Diallags lediglich kurze quadratische Pyroxenprismen zur Geltung bringen, auf (100) häufig aber nicht immer metallartiger Schiller. In manchen Stufen bemerkt man noch eine zweite, und zwar schwarzbraune Varietät des Diallags, in welcher nestförmig lauchgrüner Diallag verteilt erscheint. In anderen Stufen nimmt die Menge des Diallags stark zu, derselbe wird großblätterig glimmerähnlich, zumal sich zu der Spaltung nach ∞P (110) und der vollkommenen Teilbarkeit nach (100) auch noch eine solche nach (001) gesellt, dann die dünnen hellgrünlichen bis farblosen Spaltblättchen oktogonal von ∞P (110) . $\infty \bar{P} \infty$ (100) begrenzt erscheinen (siehe Skizze Fig. 26). — Der Olivin ist zumeist in gerundeten Körnern mit geringer Spaltbarkeit oder unregelmäßiger Zerklüftung vertreten, erscheint grünschwarz, auch schwarzbraun, zum Teil braungelb im durchfallenden Licht grünlich, bräunlich und weingelb; eine eisenreiche Varietät desselben orangegelb, teils undurchsichtig wegen der Erzinterpositionen. Aber auch Kristalle des Olivins, sie werden meist von

$$\underset{m}{\infty P (110)} \,.\, \underset{b}{\infty P \breve{\infty} (010)} \,.\, \underset{K}{2 P \breve{\infty} (021)} \,.\, \underset{d}{\bar{P} \infty (101)}$$

begrenzt, auch Berührungs- und Kreuzzwillinge kommen vor (siehe nebenseitige Skizze Fig. 26); derselbe zeigt in den frischen Stufen nur geringe Neigung zur Umwandlung in Serpentin, in anderen dagegen befindet er sich auf dem Wege fortschreitender Serpentinisierung. — Der dritte Hauptgemengteil besteht aus feinfaserigem, graugrünem Enstatit, dessen Strähne und breite parallele Stengel, wie gewöhnlich, mehr oder weniger verbogen und gekrümmt sind. — Als Nebengemengteil vertreten sind vereinzelte Körner und Partikel von Plagioklas, selten in der Weise vertreten, daß er sich schon makroskopisch als weiße Flecken bemerkbar machen würde. Außerdem

hat man in den drusigen Räumen desselben Gesteins die sekundäre Bildung von weißen, bartförmigen Zeolithen beobachtet. Das hohe spezifische Gewicht solcher eisenreicher Stufen ließ auf das Vorhandensein großer Mengen von Magnetit schließen; und in der Tat

Fig. 26.

Diallagblatt nach (001).

Poren.

Poren.

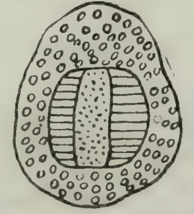
Olivinkristalle mit Serpentinadern, Poren und Löchern.

zeigt unser Bielenit einen nicht unbedeutenden Einfluß auf die Magnetnadel, wenn auch nur von schwacher Polarität. —

Schließlich muß noch eines wichtigen Uebergemengteils in dem Sörgsdorfer Bielenit gedacht werden: In auf der Bruchsohle umher-

Fig. 27.

Korund-Einsprengling im Bielenit, Sörgsdorf.



Zentraler Durchschnitt.

liegenden losen Trümmern unseres Gesteins, welche sich in einem fortgeschrittenen Zustande der Serpentinisierung befinden, sind vom Verfasser runde, haselnußgroße Körner von braunem Korund porphyrisch eingewachsen gefunden worden (siehe Fig. 27). Diese

Körner haben einen Durchmesser von 9—12 *mm*; sie erscheinen keineswegs homogen, sondern zusammengesetzt aus einem schmirgelähnlichen feinkörnigen Aggregat, worin blaugraue bis meergrüne Korundkristalle liegen, welche deutlich polysynthetische Lamellentextur sowie auch Zonarstruktur zeigen. Diese Korundeinsprenglinge dürften wohl auf den Kontakt des Bielenits mit den umschließenden Feldspat-Amphiboliten beschränkt sein? Auch v. Camerlander[1]) berichtet von hier über Korund, bis haselnußgroße Körner (keine Kristalle) weiß und blau, zuweilen im zonaren Wechsel, mehr oder weniger pelluzid, optisch zweiachsig, stellenweise reichlich im „Amphibolschiefer", der den „Olivingabbro" begleitet.

Die meisten Stufen des frischen Bielenits in unserem Steinbruche repräsentieren im allgemeinen ein inniges Gemenge von Olivin und Diallag nebst Enstatit, wobei sich diese Hauptgemengteile das Gleichgewicht halten, oder es überwiegt der erstere die beiden letzteren. In manchen Stufen, die arm an blätterigem Diallag erschienen, wurde eine stärkere Beteiligung von langfaserigem, zum Teil parallelstengeligem Enstatit festgestellt. —

Umwandlungen.

Zahlreiche Stufen, welche teilweise bereits in mattschwarzen Serpentin umgewandelt sind, enthalten noch sehr viele unversehrte braungelbe Olivinkristalle und Körner, die sich von der übrigen dunklen Gesteinsmasse scharf abheben, während andere Olivine sich im Zustande halbvorgeschrittener Serpentinisierung befinden. Der Serpentin ist im durchfallenden Licht und dünnen Splittern halbdurchsichtig grünlich und weingelb gefärbt und weist eine reichliche Imprägnierung mit Magnetit auf. Das erste Stadium dieser Metamorphose besteht darin, daß sich in den Olivinkristallen ein Netzwerk von mattschwarzem magnetitreichem gemeinem Serpentin bildet, während die Maschen selbst noch frischer gelbbrauner Olivin ausfüllt; auch sonst wird die frische Gesteinsmasse von Serpentin in Adern und Streifen durchzogen. (Siehe obige Olivinskizzen.)

Fig. 28.

Konzentrisch schalige Elypsoide des Leukophits.



Weiß = Leukophit. — Schwarz = Magnetit.

---

[1]) Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 356.

Im zweiten Stadium erscheint der Maschenolivin durch eine weiße amorphe Mineralmasse ersetzt, die dem Leukophit angehört und welch letztere schließlich ausgelaugte Poren und Löcher zurückläßt; ist dieser Prozeß durch die ganze Masse fortgeschritten, so resultiert endlich ein weißgeflecktes und eisenschwarzgeädertes löchriges Gestein. Das eisenschwarze Netzwerk besteht wesentlich aus Magnetitschnüren, dagegen das Mascheninnere aus Leukophit; es sind dies wohl durchwegs Ellipsoide des Leukophits und Magnetits, die in wiederholten konzentrischen Schalen aufeinander folgen. (Siehe vorstehende Abbild. 28.)

Im Gegensatz zum Olivin ist der Enstatit und Diallag ungleich stabiler; dies gilt insbesondere von der schwarzbraunen Varietät des Diallag, dagegen die in manchen Stufen nestförmig verteilte lauchgrüne Varietät leicht der Umwandlung in ein feinkörniges Aggregat von Epidot, beziehungsweise Klinozoisit erliegt. In einer Zone allgemeiner Olivin-Serpentinisierung fällt auch der Diallag diesem Prozeß anheim und geht schließlich in einen matten braunschwarzen Serpentin auf. — Mit der Serpentinisierung unseres Bielenits ist eine sehr bedeutende Abnahme des spezifischen Gewichtes allemal verbunden.

Dünnschliff-Untersuchung des Bielenits von Sörgsdorf.

U. d. P. M. sehen wir zunächst, daß sich an der Zusammensetzung dieses relativ frisch erhaltenen Gesteins wesentlich drei Komponenten beteiligen, und zwar nach ihrer Menge geordnet: Olivin, Enstatit und Diallag; als untergeordnete oder Nebengemengteile sind Ilmenit, Magnetit, ferner Plagioklas nebst Serpentin anzuführen. Die Serpentinbildung ist wohl im Gestein verbreitet, allein sie steht im Anfangsstadium und hat vorerst die Ränder des Olivins erfaßt; sie zieht sich zwischen die Olivinkörner hinein und entwickelt sich auf den zahlreichen Spaltrissen und Quersprüngen, sie hat jedoch den Enstatit gar nicht oder nur örtlich im beschränkten Maße befallen.

Der im Dünnschliffbilde dominierende Olivin besteht wesentlich aus unregelmäßigen, teils stumpf aneinanderstoßenden, teils vielfach verzahnten Körnern, selten sind automorphe Olivine der Kombination $\infty P\,(110)\,.\,\infty P\breve{\infty}\,(010)\,.\,\infty\bar{P}\infty\,(100)\,.\,2\,P\breve{\infty}\,(021)$, Spaltbarkeit vollkommen nach (010), nicht anhaltend nach (001), außerdem zahllose unregelmäßige Quersprünge; die Zwillinge sind teils als Berührungs-, teils als Durchkreuzungs-Zwillinge ausgebildet. Ein Teil des Olivins ist im Schliffe völlig farblos; ein anderer Teil dagegen grünlichgelb, dessen Pleochroismus gut merklich, und zwar $c = \mathfrak{b}$ grünlichgelb, $a = c$ und $b = a$ gelblichgrün, daher dieser Olivin wohl zum Fayalit gehört, auf welchen der hohe Gehalt an FO der unten folgenden chemischen Analyse unverkennbar hinweist; seine Lichtbrechung ist hoch $n = 1{\cdot}8$, daher erhabenes Relief erst bei der Kondensorsenkung um 2 *mm* deutlich wird, runzlige Oberfläche und breite dunkle Reflexränder; Doppelbrechung stark, und zwar $\gamma - \alpha = 0{\cdot}042$, daher die grünlichblauen und grünlichgelben Interferenzfarben III. Ordnung.

An den Olivinschnitten nach (100) und (001) entdeckte der Verf., daß der frische Olivin keineswegs homogen ist, sondern daß sich längs den Spaltrissen nach (010) Titanolivin gebildet hat, dessen Lichtbrechung höher als Olivin ist, demzufolge das erhabene Relief; die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der lebhaften orangeroten Interferenzfarben am Ende II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}033$. Es scheint, daß die Fläche von (010) des Titanolivins mit der Fläche von (100) des Olivins zusammenfällt, somit auch die spitzen Bisektrixen beider Mineralien gleich liegen; dabei wurde die Auslöschungsschiefe $\sphericalangle c:\mathfrak{b} = 25^0$ gemessen. Der Titanolivin scheidet sich auch auf den übrigen Spaltrissen sowie an den Zerklüftungsflächen des Olivins aus, an welche er gebunden ist. Die Grenze zwischen Olivin und Titanolivin ist meist scharf, ein allmählicher Uebergang findet kaum statt. Der Titanolivin beherbergt in seinem Innern bald größere, bald kleinere Mengen von schwarzen opaken Körnern und Staub des Ilmenits; wahrscheinlich ist die Bildung des Titanolivins auf die Wechselwirkung von Olivin und Ilmenit längs der Spaltrisse als Lösungsflächen zurückzuführen.

Einschlüsse des Olivins. Derselbe enthält zahlreiche Körner des Enstatits sowie auch Lamellen faserigen Enstatits, welche die Olivinschnitte parallel den Spaltrissen nach (010) durchziehen; auch viele Ilmenitlamellen sehen wir darin eingelagert; außerdem bemerkt man zuweilen breite Säume von Diallag um den Olivin, dabei ersterer in letzteren zackig eingreift; selten sind kleine Diallagindividuen im Olivin selbst eingeschlossen. Auch Säume von gebogenem lamellarem Enstatit mit interponierten Ilmenitlamellen werden gebildet und legen sich glatt um den Olivin herum. Sehr verbreitet sind zahlreiche Kristalle und Aggregate von Magnetit, insbesondere aber sekundär ausgeschieden im Olivin in Form von Schnüren, Balken und Wolken auf Spaltrissen und Quersprüngen. Die Umwandlung in gelblichgrünen Serpentin erfolgt von den Rändern des Olivins aus und bildet alsdann Säume um diesen und schreitet auf dessen Spaltrissen und Sprüngen weiter fort; der Prozeß steht jedoch im Anfangsstadium, daher die Masse der Olivine vorwiegend frisch erhalten ist.

Der Enstatit, welcher in selbständigen Lagen auftritt, ist zumeist in langgestreckten gleichwie geflossenen und nach Art von Strängen gedrehten Aggregaten ausgebildet, welche aus teils parallel, teils verworren zusammengescharten Enstatitstengeln bestehen, denen ebenfalls sehr viele Ilmenitlamellen prallel (100) eingeschaltet sind. Insbesondere zwischen × Nicols erkennt man das wirr gelagerte kleinkristallige Gewebe zahlloser mehrfach gebogener und mit Ilmenitlamellen verwachsener Enstatitstengeln, ferner eine divergentstrahlige Anordnung von Enstatitfasern und -Stengeln, eine Strahlenkristallisation nach Art der Eisblumen an unseren Fenstern. Die größeren Enstatit-Individuen unter ihnen lassen auch im vorliegenden Gestein die gesetzmäßigen Interpositionen von Diallaglamellen in Zwillingsstellung beobachten, wie wir dies bei den anderen Vorkommen auf unserem großen Gangzuge erkannt haben. Es ist ferner eine keineswegs seltene Erscheinung, daß

wir inmitten der großen Enstatite, kleinen Kristallen und angereihten Körnern des Olivins begegnen. — Die im Olivin eingeschlossenen Enstatite sind meist kurzprismatische Kristalle, da und dort sternförmig zusammengescharte Aggregate; sie sind überaus feinfaserig parallel (110) und fast ausnahmslos mit parallel (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen verwachsen, gleichwie auch sie häufig parallel (100) interponierte Diallaglamellen enthalten, welche nach ihrer alternierenden Auslöschung benachbarter Lamellen zu schließen sich in Zwillingsstellung befinden. Da und dort bemerkte ich in diesen Einschluß-Enstatiten die Einwanderung von Olivinkörnern, was auf mehrfache Rekurrenzen der Kristallisation hinweist.

Ein kleiner Teil der Enstatitkristalle ist in Aktinolith umgewandelt, wie wir uns speziell an dem kleinen Winkel der Auslöschungsschiefe sowie den übrigen Merkmalen überzeugten; einen Umwandlungsvorgang ähnlicher Art haben wir am Weigelsberge im großen Maßstabe kennen gelernt. —

Die erwähnten breiten Lagen von Enstatit enthalten untergeordnete Streifen und Lagen von großblätterigem Diallag, welcher sich durch die höhere Licht- und Doppelbrechung vom Enstatit leicht unterscheidet, welche etwas runzelige Oberfläche und erhabeneres Relief bedingen, ferner ist die Doppelbrechung nach Maßgabe der leuchtenden orangeroten Interferenzfarben $\gamma-\alpha = 0·017$, also für Diallag auffallend niedrig. Die Farbe des Diallags ist im Schliff grünlich, der Pleochroismus kaum merklich $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ grünlichgrau, $\mathfrak{b}$ gelblichgrau; seine Formen sind linsenförmig und abgerundet kubische Körner. In zahlreichen Basisschnitten haben wir Gelegenheit, die ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit nach (110) zu studieren, welche die Feinfaserigkeit bedingt, dagegen die Teilbarkeit nach (100) die Blätterigkeit hervorruft. Solche Basisschnitte sind graubraun bestäubt und darin begegnet man der echten Diallagstruktur in teils geradlinigen, teils gekrümmten, ungezählt oft wiederholten Blättern. Es gehört zu den Seltenheiten, daß dem Diallag haardünne Lamellen eines rhombischen Pyroxen in der bekannten gesetzmäßigen Verwachsungsart eingeschaltet sind. Ilmenitlamellen scheinen ganz zu fehlen. Der Diallag ist mit dem Enstatit lagen- und linsenförmig, auch richtungslos körnig verwachsen; außerdem umwächst der Diallag den Olivin in Form der oberwähnten Säume; selten sind kleine Kristalle des ersteren im letzteren eingeschlossen.

Zwischen den großen Olivinen eingeklemmt und in Gesellschaft der beiden Pyroxene kann man da und dort ein isometrisch kleinkörniges Aggregat des Plagioklases in sehr untergeordneter Menge wahrnehmen; dessen Individuen zeigen vollkommene Spaltrisse nach (010) und (001), die den $\sphericalangle$ 86° einschließen, an welchem wir jedoch echte Zwillingslamellierung vermissen, es sind bloß breite Zwillingshälftlinge vorhanden, deren Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und $M = \sphericalangle$ 43° gemessen wurde, was reinem Anorthit entspricht. Dieses Ergebnis steht mit der beobachteten Licht- und Doppelbrechung im Einklang, denn in Schnitten mit der höchsten lebhaft gelben Interferenzfarbe ist $\gamma-\alpha = 0·013$. —

Magmatische Resorptionen sind hier bei weitem nicht so verbreitet und intensiv wie in dem Bielenit von der Totenkoppe bei Jauernig. Tiefer eingreifende Korrosionen zeigt bloß der Olivin, dessen zuerst ausgeschiedene Kristalle in dem veränderten Magma bestandunfähig geworden, daher der später auf dessen Kosten kristallisierende Enstatit peripherisch in den Olivin ausbuchtet und in denselben eindringt.

Der auf den Spaltrissen und der Zerklüftung des Olivins vordringende Serpentin ist im Schliff und Durchfallicht gelblichgrün, derselbe gehört nach seiner Mikrotextur und der Aggregatpolarisation in einheitlicher klargrauer Interferenzfarbe, welcher die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007$ entspricht, zum querfaserigen Metaxit.

Die Art und Weise, wie der Olivin mit dem Enstatit durchwachsen ist, müssen wir als Implikationsstruktur bezeichnen; zwischen den derartig struierten Olivinaggregaten fließen gleichsam Ströme von Enstatit nebst Diallag zwischendurch, welche deutlich Fluidalstruktur zeigen und die Olivinaggregate umfassen. Solche Strukturen sind eben nur bei Eruptivgesteinen möglich, demzufolge die eruptive Natur unseres Bielenits von Sörgsdorf außer Zweifel steht. Wir gelangen also bezüglich dieses Vorkommens zu der Ausscheidungsfolge: Magnetit und Ilmenit, dann Olivin, hierauf der Enstatit nebst Diallag nachfolgte und endlich die kleine Menge des Plagioklases die Reihe beschloß. Zwischen Olivin einerseits und Enstatit anderseits findet mehrfache Phasenüberdeckung in der Weise statt, daß die Ausscheidung von Enstatit bereits begonnen hat, als diejenige des Olivins noch nicht beendigt war. Dasselbe gilt im untergeordneten Maße auch vom Diallag, weil beide Pyroxene wahrscheinlich gleichzeitig kristallisierten. Die Erzausscheidung hat wohl zuerst eingesetzt, jedoch bis zum Ende der Pyroxenausscheidung angedauert. —

Chemische Analyse des Bielenits aus dem Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf.

Was in dem nachstehenden Analysenergebnis unser ganz besonderes Interesse fesselt, ist die Stellvertretung, welche das Eisenoxydul mit dem hohen Werte von 17·59 Gew.%, für die auf 27 Gew.% herabgesunkene Magnesia übernimmt. Die große Menge Eisenoxydul steckt sowohl in dem an und für sich eisenreichen Olivin und in noch höherem Maße im Fayalit, den wir weiter oben mikroskopisch-optisch feststellten. Davon abgesehen finden wir übrigens, daß der makroskopisch frische Bielenit von Sörgsdorf nahezu dieselbe chemische Zusammensetzung wie der Marchitserpentin von Großwürben und der Lherzolithserpentin vom Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg besitzt. Demnach unser Sörgsdorfer olivinreiche Bielenit jene extrembasische Zusammensetzung hat, welche ihn dem Osann'-schen „Typus Dun Mountains“ am nächsten bringt, für welchen die Gesteinsformel

$$s_{35}\ a_0\ c_0\ f_{20}$$

in Geltung steht. —

Das Verhältnis der Gruppenwerte $S:F$ ist $= 1\cdot44$ und nähert sich dem bei den anderen analysierten Gesteinen; dasselbe läßt ebenfalls auf die Anwesenheit von Orthosilikaten schließen, welche in diesem Falle nach Maßgabe des vorstehenden mikroskopisch-optischen Befundes aus Olivin bestehen. Die kleinen Gruppenwerte A und C lassen auf die Gegenwart einer kleinen Menge von Plagioklas schließen, von der durchschnittlichen Zusammensetzung $Ab_{21}\,An_{79}$, was einem basischen Bytownit entspricht, während die mikroskopisch-optische Untersuchung Anorthit ergab.

Analyse IV:

	Gewichtsprozente		Molekularprozente
Kieselsäure SiO_2	38·88	40·33	38·09
Titansäure TiO_2	0·21	0·22	0·15
Tonerde Al_2O_3	7·07	7·33	4·09
Chromoxyd Cr_2O_3	0·09	0·09	0·03
Eisenoxyd Fe_2O_3	2·98	3·09	1·10
Eisenoxydul FeO	17·59	18·25	14·46
Manganoxydul MnO . . .	0·11	0·11	0·09
Magnesia MgO	27·00	28·01	39·54
Kalkerde CaO	2·80	2·10	2·13
Kali u. Natron $K_2O + Na_2O$	0·38	0·40	0·29
Kohlensäure CO_2	0·60	—	—
Phosphorsäure P_2O_5 . . .	0·065	0·07	0·03
Krist. u. Konst. Wasser H_2O	2·83	—	—
	100·60	100·00	100·00

Gruppenwerte:

$S = 38\cdot24$, $A = 0\cdot29$, $C = 2\cdot13$, $F = 54\cdot09$, $T = 1\cdot67$, $R = 1\cdot13$, $K = 0\cdot64$.

Gesteinsformel:

$s_{38\cdot2}\,a_{0\cdot1}\,c_{0\cdot75}\,f_{19\cdot1}$.

Die Gesteinsproben zur chemischen Analyse hat Verf. demselben schwarzen Gestein in dem Straßenschotterbruche südlich der Straße Wildschütz—Sörgsdorf entnommen, von wo auch die Stufen für die Dünnschliffe geholt worden sind.

Ueber die Veränderungen am durchbrochenen Amphibolit in dem Bielenitbruche zu Sörgsdorf.

Der Feldspat-Amphibolit, welcher von unserem Bielenit durchbrochen wurde und in dem Schottersteinbruche anstehend ist, erscheint in mehrfacher Hinsicht von besonderem Interesse; derselbe ist nicht nur sehr feldspatreich, sondern führt im Kontakt mit dem ultrabasischen Bielenit stellenweise den zuerst von A. v. Lasaulx, später von Camerlander beobachteten und festgestellten Korund in haselnußgroßen Körnern, von welchen er zuweilen ganz erfüllt ist.

Obwohl wir kontaktmetamorphische Erscheinungen, hervorgerufen durch unsere Peridotite und Pyroxenite bisher nirgends beobachtet haben, dürften wir es hier mit einer solchen zweifellos zu tun haben. Jedenfalls ist der gleiche Uebergemengteil Korund im Bielenit und Korund im durchbrochenen Gabbro-Amphibolit auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen. —

Die weitere Vermutung, daß der vom Bielenit durchbrochene korundfreie Feldspat-Amphibolit gewisse Veränderungen speziell durch den postvulkanischen Prozeß der Serpentinisierung erlitten hat, ist im Dünnschliff u. d. P. M. im hohen Maße bestätigt worden. Die unversehrten Gesteinsanteile sind im Dünnschliffe nur auf untergeordnete Partikel und Zwickel beschränkt, dagegen der größte übrige Teil des Gesteins zu einem überaus feinschuppigen Serizit im Gemenge mit einem serpentinähnlichen Mineral nebst ausgebreiteten Aggregaten von sekundär ausgeschiedenem Ilmenit umgewandelt erscheint.

Die unversehrten Gesteinsteile lassen uns einen echten Feldspat-Amphibolit erkennen, der aus einem parallel-körnigen Gewebe von Plagioklas nebst wenig Orthoklas und gemeiner Hornblende als Hauptgemengteile, dagegen wenig Quarz nebst wenig tiefbraunem Ilmenit als Nebengemengteile vertreten sind.

Die Hornblende ist im Schliffe blaßgrün, der Pleochroismus stark $\mathfrak{a}$ blaßgrünlichgelb, $\mathfrak{b}$ grasgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün, die Interferenzfarben werden durch die Eigenfarben gemäßigt; häufig sehr einfache Kristalle der Form ∞P (110), auch größere Säulchen begrenzt in der vertikalen Zone von ∞P (110) . $\infty P \infty$ (010), mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110), hier und dort auch Spaltrisse parallel (001) und Quersprünge senkrecht $\mathfrak{c}$; an Schnitten nach (010) erkennen wir mitunter Zwillingsbildung aus zwei Hälften, zumeist aber mehrere parallel (100) eingeschaltete Zwillingslamellen. Die Lichtbrechung ist mäßig, die Doppelbrechung nach Maßgabe der in Schnitten nach (010) beobachteten höchsten indigoblauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}020$, also niedriger als sonst für Hornblende, vielleicht infolge Umwandlung durch Wasseraufnahme? Achsenebene ist (010), die spitze negative Bisektrix bildet den $\sphericalangle\, c : \mathfrak{c} = 17^0$ und 20^0 im spitzen Winkel β an zahlreichen Kristallen gemessen. Unsere gemeine Hornblende ist des öfteren poikilitisch mit dem Feldspat verwachsen.

Die Feldspäte erscheinen als ein isometrisches Körneraggregat, das vorwiegend aus Plagioklas besteht, dagegen der Orthoklas nur spärlich dazwischen eingestreut ist. Ersterer ist tafelförmig nach *M* und durch seine teils breite, teils schmalere Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ausgezeichnet; die an zahlreichen Durchschnitten $\perp$ *P* und *M* gegen die Trasse der Albitzwillinge gemessene Auslöchungsschiefe ergab folgende Winkel:

Mittelwert $\sphericalangle\, 20^0$, entsprechend $= 57\%\ Ab + 43\%\ An$
Mittelwert $\sphericalangle\, 17^0$, entsprechend $= 61\%\ Ab + 39\%\ An$

wodurch der Plagioklas als basischer Andesin bestimmt erscheint. — Der Quarz, an seiner unregelmäßigen Zerklüftung kenntlich, ist

nur in wenigen Körnern spärlich vertreten. Das Gestein ist somit ein echter Plagioklas-Amphibolit.

An demselben treten die seitens der ultrabasischen Nachschübe hervorgerufenen posteruptiven und Thermalwirkungen durch folgende Umwandlungen des ursprünglichen Mineralbestandes in die Erscheinung: Die Hornblende wird im Anfangsstadium feinfaserig, dann dringt auf deren zahlreichen prismatischen Spaltrissen eine serpentinähnliche Substanz vor, bis endlich das ganze Individuum in solchen Serpentin umgewandelt ist, wobei gleichzeitig eine Unmasse von tiefbraunem Ilmenit sekundär im Gestein zur Abscheidung kommt; schließlich werden alle Hornblendeaggregate der angegriffenen Gesteinspartien von diesem Prozeß erfaßt und nichts erinnert mehr an deren frühere Anwesenheit. Daß dieses Umwandlungsprodukt tatsächlich einer Modifikation des Serpentins entspricht, dafür liegen die Beweise vor in den einheitlichen niedrigen Interferenzfarben und der sehr schwachen Licht- und Doppelbrechung; dieselbe serpentinähnliche Masse wird durch fortschreitende Verdichtung submikroskopisch und dann isotrop, bis endlich völlig zersetzte, nicht näher bestimmbare Aggregate daraus entstehen.

Gleichzeitig werden die Feldspate in ein überaus feinschuppiges Aggregat von Serizit zersetzt, das ebenfalls durch benachbart ausgeschiedenen Ilmenit und anderen Erzen durchschwärmt, sowie braun bestäubt erscheint. Daß es sich tatsächlich um Serizit handelt, beweist die niedrige Licht- und die hohe Doppelbrechung, welche annähernd den Interferenzfarben des Muskovits entspricht. Auch die Serizitschüppchen sinken zu mikroskopischer Feinheit herab und wirken dann nicht mehr auf das polarisierte Licht, was ihre nähere Bestimmung unmöglich macht. In den Serizitaggregaten einzeln zerstreute Feldspate, darunter auch verzwillingte Kalknatronfeldspate erinnern noch an den früheren Mineralbestand. —

Die posteruptiven Prozesse haben nicht nur im Bielenit die partielle Serpentinisierung des Olivins hervorgerufen, sondern auch im durchbrochenen Amphibolit, die Hornblende unter Abscheidung großer Mengen Ilmenit serpentinisiert sowie auch der Plagioklas im ausgedehnten Maße der Serizitisierung zum Opfer gefallen ist. Makroskopisch sind an unserem Amphibolit kaum Spuren dieser bedeutsamen Umwandlungsvorgänge zu erkennen. —

Bielenitserpentin mit Erzführung am Schloßberge zu Jauernig.

Auch hier kommt ein blauschwarzer bis schwarzgrüner Serpentinfels vor, welcher neben ölgrünem Olivin und glänzendem Enstatit auch faserigen Diallag enthält; akzessorisch ist Magnetit und Löllingit; es zeigt sich ferner darin Hornblende, Strahlstein und Asbest, welche wohl vom Diallag abstammen mögen. Nach diesen Relikten zu schließen war das Ursprungsgestein auch in diesem Falle ein Bielenit.

Angrenzend ist in dieser Lokalität Hornblendeschiefer sowie auch Kalkstein zu finden, welche Gesteine der Jauerniger Schieferhülle eingeschaltet sind und am Schloßberge mit Biotit- und Quarz-

schiefer vertreten sind, in welchem der Melchiorstollen seinerzeit vorgetrieben wurde; der Kalk am Schloßberge ist bei grobkörniger Struktur ein echter Marmor. Auch daselbst, genau wie bei Reichenstein, steht der Serpentinfels mit der Vererzung im Zusammenhange, darin außer silberhaltigem Bleiglanz Arsen-, Kupfer- und Schwefelkies einbricht. Der den Serpentinfels umschließende Glimmerschiefer nebst den übrigen oberwähnten sedimentogenen Formationsgliedern scheint daselbst in die große gangförmige Dioritgabbromasse bei der Intrusion versenkt worden zu sein. —

Bielenit und sein Serpentinfels auf der Totenkoppe südwestlich Jauernig.

Der Fundort dieses Vorkommens ist auf der österr. Spezialkarte 1 : 75.000 (Blatt Jauernig und Weidenau) mit 383 *m* Seehöhe bezeichnet und liegt 2 *km* von der Kirche zu Jauernig südwestlich entfernt. Der gedachte Peridotit steht auf dieser Höhe zutage und durchbricht die dortige Antiklinale der Gneisglimmerschiefer, welcher Amphibolite (Hornblendeschiefer) eingeschaltet sind.

An der Zusammensetzung dieses schwarzgrauen, feinkörnigen Gesteins sind (nach dem makroskopischen Befunde), als vorherrschende Komponenten beteiligt: feinstengeliger und feinblätteriger graugrüner bis weingelber Enstatit, schwarzgrüner bis honiggelber Olivin, beide reichlich mit Magnetit eingesprengt, ferner an dritter Stelle großblätteriger Diallag nebst untergeordnetem, da und dort zwischen die genannten Komponenten eingeklemmten Plagioklas.

Der Enstatit ist auch in dieser Lokalität durch seine zum Teil automorphe Ausbildung, durch die vollkommene Spaltbarkeit nach ∞P (110), was seine Feinfaserigkeit bedingt, ausgezeichnete Teilbarkeit nach (100), was Blätterigkeit hervorruft, mit starkem metallartigem Perlmutterglanz auf letzterer Fläche, auf sonstigen Spaltflächen nur Glasglanz, sowie durch scharfmarkierte Querabsonderung nach (001) charakterisiert. Außer den langprismatischen Formen kommen auch klinodomatische, knäuelartige und morgensternähnliche Zwillingsbildungen vor, wie wir solche weiter oben am Weigelsberge und bei Kratzdorf kennen lernten. Im Durchfallicht ist der Enstatit grünlichweiß bis farblos.

Der Olivin ist zum Teil automorph, alsdann von ∞P (100) . $\infty \breve{P} \infty$ (010) . $2 \breve{P} \infty$ (021) begrenzt (siehe nebenseitige Texfigur 29), auch in einzelnen grünen Körnern und körnigen Aggregaten, oft sind die Zwillingsbildungen des Enstatits mit Olivinkörnern innig verwachsen. Große Olivine zerfallen in ein kleinkörniges, von Narben durchlochtes strohgelbes Aggregat von Olivin, welcher von einem Netzwerk des Serpentins und Magnetits umschlossen wird. Die Masse wird schließlich weißgrau und befindet sich auf dem Wege zur Leukophitbildung. Gedachte Narben sind vorerst mit Eisenocker erfüllt, welcher später weggelöst, alsdann Löcher im Olivin zurückläßt. Diese Porenbildung gibt uns sogar ein Unterscheidungsmittel an die Hand, den Olivin

makroskopisch von den anderen Komponenten zu trennen. Olivin und Enstatit dürften sich hinsichtlich der Menge annähernd das Gleichgewicht halten, in manchen Stufen aber überwiegt dessenungeachtet der erstere über den letzteren; man findet völlige Gemenge von Olivin und Enstatit.

In vielen Stufen unseres Bielenits nimmt die Menge des Diallags zu, er ist daselbst meist großblätterig entwickelt und trägt einen auffälligen Metallglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100); diese prächtigen großgewachsenen Diallage, grünlichweiß bis schwarzgrün, sind paketiert sowie in Nestern und Streifen zwischen den herrschenden Enstatiten und Olivinen eingeschaltet; blätterige Pakete des Diallags liegen sowohl im Enstatit als auch im Olivin. Die Serpentinisierung dringt in diesem Falle parallel den Blättern nach (100) vor.

Fig. 29.

Olivinkristall nach (100).



Olivinmaschen = weiß. — Narben = schwarz.
Serpentinnetz = schraffiert.

Der Einfluß des frischen Gesteins auf die Magnetnadel ist ein sehr kräftiger, was mit dem reichlich ausgeschiedenen Magnetit im Zusammenhange steht. —

Umwandlungen: Die Serpentinbildung ergreift zuerst den Olivin, während der Enstatit (wie leicht begreiflich) diesem Prozeß einen stärkeren Widerstand leistet, bis schließlich auch dieser in der schwarzgrünen Serpentinmasse aufgeht, welche jedoch insbesondere peripherisch noch die alte Enstatittextur verrät. Am längsten erhält sich der Diallag, dessen glänzende Schuppen sich vom dunklen Serpentingrunde scharf abheben, worin Olivin und Enstatit bereits früher aufgegangen sind. — Im Gegensatz dazu zeigt der Olivinserpentin im I. Stadium die oben beschriebene Narben-, beziehungsweise Maschenstruktur, bis alsdann im II. Stadium auch dieser in dichte, meist mattschwarze, selten tiefdunkelblaue Serpentinmasse übergeht, welche reichlich mit Magnetit imprägniert erscheint. Einem III. Stadium gehören die Regenerationen der Serpentinsubstanz an, sie bestehen in der Ausbildung eines bläulichen und goldgelben Chrysotils, der sowohl die Olivinlöcher ausfüllt, als auch auf den Strukturflächen

sich ausbreitet und diese überzieht, sowie die Haarspalten des Gesteins bekleidet. Solcher Chrysotil ist von zahllosem modellscharfem Magnetit der Formen *O* (111) und ∞ *O* (110) eingesprengt.

Beim Enstatit bezeichnet das erste Stadium auf dem Wege zum Serpentin eine mattgraue Verfärbung der Enstatitfasern und -stengel sowie Verschwinden der Spaltbarkeit, gleichzeitig treten die gesetzmäßig verwachsenen Lamellen des monoklinen Pyroxens durch dunkle Färbung deutlich hervor, weil diese der Umwandlung besser widerstehen. Im zweiten Stadium verschwindet die Lamellierung und beide Pyroxene gehen in der schwarzgrünen dichten Serpentinmasse unter.

Durch fortschreitende Verwitterung des Serpentins tritt seine Grundanlage, beziehungsweise Mikrostruktur sowohl am Enstatitserpentin gleichwie am Olivinserpentin wieder hervor, und zwar sind es konzentrisch schalige Elipsoide von Leukophit von Magnetitkörnern schalenförmig umhüllt. Dieser Verwitterungsprozeß schreitet von der Oberfläche und den Zerklüftungsflächen des Gesteins gegen das Innere fort. —

Wir gelangen nach den obigen Beobachtungen zu der Behauptung, daß sich der Bielenit von der Totenkoppe in einem halb fortgeschrittenen Zustande der Serpentinisierung befindet, das heißt der Prozeß ist auf halbem Wege stehen geblieben, demzufolge die andere Gesteinshälfte noch in dem ursprünglichen Mineralbestande erhalten ist. —

Dünnschliffbild des Bielenits von der Totenkoppe.

Dieses makroskopisch scheinbar stärker serpentinisierte Gestein erweist sich im Dünnschliff u. d. P. M. relativ recht frisch erhalten, jedenfalls ist darin die Serpentinbildung im Ganzen nicht weiter fortgeschritten, als in dem Bielenit von Wildschütz. An der Zusammensetzung des frischen Gesteins von der Totenkoppe beteiligen sich der Menge nach geordnet folgende Hauptgemengteile, und zwar Olivin, Diallag und Enstatit, untergeordnete Elemente sind: Ilmenit und Magnetit, sehr vereinzelte Zwickel grobkörniger Plagioklase oder nur einzeln zerstreute Körner davon.

Am Olivin vermissen wir idiomorphe Gestaltung, derselbe ist zumeist nur als unregelmäßige große Kristalle vertreten, welche vielfach durch Umwandlungsprozesse mehr oder weniger in Mitleidenschaft gezogen wurden, so daß sie bald zu größeren, bald zu kleineren Körnern und bis zu Olivingrus zerfallen sind, jedoch durch ihre gleiche optische Orientierung die Zugehörigkeit zu demselben Individuum bekunden. Der Olivin ist im Schliff völlig farblos und fällt sofort durch seine hohe Lichtbrechung auf, welche das hohe Relief, die runzelige Oberfläche und die dunklen Reflexionsränder bedingt; die Doppelbrechung in Basisschnitten mit den höchsten orangegelben Interferenzfarben ist $\gamma - \alpha = 0{\cdot}032$; vollkommene Spaltbarkeit nach (010), markiert durch grobe Spaltrisse und eine solche absätzige nach (001), außerdem viele Quersprünge senkrecht *c*. Optisch positiv mit der Beschränkung, daß auf (010) negativ; Achsenebene ist (001),

die Brachydiagonale a ist spitze Bisektrix, demzufolge $a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{b}$. — Unser Olivin ist sowohl mit dem Enstatit als auch mit Diallag verflochten, was zur Ausbildung echter Implikationsstruktur führt. Infolge Serpentin- und Talkbildung sieht man, daß größere Olivinkörner gleich Mauersteinen von einem aus Talk und Serpentin bestehenden Mörtel verbunden sind.

Der Diallag besteht aus breit- und langgestreckten großen Körnern, mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100) markiert durch grobe Längsrisse, zuweilen mit Zwillingslamellen parallel (100), wobei 3 und 4 Lamellen verschiedener optischer Orientierung einem Sammelindividuum eingeschattet sind, genau so wie man dies vom Augit her kennt. Solcher Diallag ist durch die Länge und Geradlinigkeit seiner Lamellen bemerkenswert. Verwachsungen mit parallel (100) eingeschalteten Lamellen des Ilmenits sind nicht so häufig als wie im Enstatit, auch sind sie absätzig und bewirken bei ihrer Umwandlung in Titanmineralien den metallartigen Schiller auf (100). Vielfach wiederholte Interpositionen von bald breiten, bald schwachen Lamellen des Enstatits wurden in zahlreichen Diallagindividuen festgestelt, dieselben sind ebenfalls parallel (100) eingeschaltet, und zwar derartig, daß (010) des Enstatits, parallel (100) des Diallags liegt und die Prismenflächen beider zusammenfallen; demzufolge sich die gedachten Lamellen zwischen × Nicols durch die verschiedene Doppelbrechung scharf unterscheiden; häufig nehmen die Enstatitlamellen dergestalt zu, daß alsdann der Diallag nur auf schwache Membranen beschränkt bleibt, ein Verhältnis, wie wir es beim Perthit und Antiperthit schon lange kennen. Unser Diallag ist im Schliff im Auffallicht grünlichbraun, im Durchfallicht völlig farblos; der Pleochroismus ist kaum merklich, und zwar $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ grünlichgrau, die Lichtbrechung etwas höher als im Enstatit, die Doppelbrechung ist in Schnitten nach (010) mit der höchsten grünlichblauen Interferenzfarbe $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$, Achsenebene ist (010) und spitze Bisektrix ist $\mathfrak{c}$, welche mit c den $\sphericalangle = 40^{\circ}$ im stumpfen Winkel β bildet.

Der Enstatit macht im vorliegenden Gestein nur wenig Anspruch auf Selbständigkeit, derselbe ist meist in kleinen Körnern und Kristallen sowie als kreuzförmige Zwillinge dem Olivin eingeflochten; oder aber mit dem Diallag in der obenbeschriebenen Art lamellar, ähnlich dem Perthit und Antiperthit verwachsen. Die selbständigen und im Olivin eingeschlossenen Enstatit-Individuen enthalten fast immer die schon von früher her bekannten, nach (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen, welche durch die Umwandlung zu Titanmineralien den metallartigen Schiller auf (100) hervorbringen. Außerdem finden wir in einzelnen Schnitten die bekannten dünnen Lamellen des Diallags, welche in der wiederholt beschriebenen Art dem Enstatit eingewachsen sind, wobei (110) als Verwachsungsebene erscheint, so zwar daß in Schnitten nach (100) der Diallag durch die höhere Doppelbrechung, dagegen in Schnitten nach (010) durch die Auslöschungsschiefe wahrzunehmen ist. In solchen Enstatiten erscheinen die Spaltrisse nach (110) und die polysynthetischen Lamellen wie gewöhnlich mehrfach gekrümmt.

Der Feldspat ist nur auf vereinzelte Zwickel und einzeln umherliegende Körner beschränkt; er ist tafelig nach *M* und nach dem Albitgesetz mit breiten Lamellen verzwillingt, die Lichtbrechung etwas höher als Kanadabalsam $n = 1{\cdot}54$, die Doppelbrechung für Feldspate ungewöhnlich hoch $\gamma - \alpha = 0{\cdot}013$ nach Maßgabe der braungelben Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und *M* gegen die Trasse der Albitzwillinge wurde mit $\sphericalangle 40^0$ gemessen, was $19\%\ Ab + 81\%\ An$ ergibt und daher einen Bytonnit feststellen läßt.

Der primäre Magnetit findet sich in allen drei Hauptkomponenten, teils in Kristallen der Form $O\,(111)$ und $\infty O\,(110)$ und in unregelmäßigen Körnern sowie Körnerhaufen. Skelettartige Magnetite im Diallag enthalten als Einschluß ebenfalls Diallag. Der sekundäre Magnetit durchzieht speziell in Form der bekannten Netzschnüre den Serpentin, in welchem er sich dort, wo der Olivin besonders eisenreich war, außerdem in Haufwerken und Wolken verteilt findet.

Verbreitet sind magmatische Korrosionen, insbesondere am Olivin, an welchem wir so weitgehende Verunstaltungen seiner Individuen verfolgen können, daß davon nur ringsum abgenagte Kristallreste übrigbleiben, die vom Diallag eingeschlossen erscheinen, gleichsam darin schwimmen. Aehnliches Verhalten gegen magmatische Resorption ist auch an dem Enstatit zu beobachten, wie bereits an den früheren Pyroxeniten geschildert wurde und im vorliegenden Gestein gleich weit verbreitet und fortgeschritten ist wie dort.

Umwandlungserscheinungen.

Diese erfolgen im vorliegenden Gestein nach zwei Richtungen, und zwar begegnen wir neben der Serpentinisierung zum ersten Male einer ausgebreiteten Talkbildung, welche beide Umwandlungen sich bezüglich der Menge ungefähr das Gleichgewicht halten. Während der Olivin hauptsächlich der Serpentinisierung anheimfällt, war der Diallag wesentlich der Talkbildung unterworfen; dessenungeachtet kommt Serpentinisierung im untergeordneten Maße auch im Diallag und Enstatit vor, gleichwie auch der Talk gegen die Olivine und den Enstatit buchten- und zungenförmig vordringt.

Der Serpentin enthält im I. Stadium die erwähnten Netzschnüre von Magnetit und in den Maschen sehr viele frische Olivinkörner, zu welchen die großen Olivine aufgelöst erscheinen; im II. Stadium enthalten die Maschen nur noch parallelfaserigen Mikrometaxit und radialfaserigen Mikropikrolith. Dort, wo der Serpentin eine parallelogrammisch-rechtwinkelige Anordnung seiner Maschen erkennen läßt, ist dies auf die Olivin-Spaltbarkeit nach (010) und (001) zurückzuführen und nicht auf diejenige der Pyroxene, welche wie bei allen bisher betrachteten Vorkommen zumeist alsbald ein regellos gestricktes Maschengewebe liefern.

Es ist selbstredend schwer, solch feinschuppigen und feinfaserigen, fast submikroskopischen Aggregaten, wie sie im vorliegenden Falle der Talk bildet, selbst u. d. P. M. beizukommen; allein nach der

niedrigen Lichtbrechung, welche diejenige des Kanadabalsams $n = 1{\cdot}54$ nur unbedeutend überschreitet und der hohen Doppelbrechung in Vertikalschnitten dieser Aggregate, welche die Höhe der Interferenzfarben des Muskovits erreichen sowie den isotropen Basisschnitten, sind wir wohl berechtigt, auf Talk zu schließen. Derselbe entwickelt sich parasitär im Olivin, besonders auf dessen zahlreichen Quersprüngen und Spaltrissen, wo er oft zusammen mit dem Serpentin einwandert; hauptsächlich findet er jedoch seine Entstehungsbedingungen im Diallag, auf dessen Kosten er sich im ausgedehnten Maße verbreitet; weit weniger häufig fällt ihm der Enstatit zum Opfer.

Bezüglich der Struktur dieses Gesteins ist zunächst hervorzuheben, daß durch die gegenseitige Durchwachsung von Olivin mit den Pyroxenen im einzelnen eine Geflechtstruktur hervorgerufen wird; im allgemeinen herrscht jedoch hypidiomorph-körnige Struktur vor, mit der Tendenz, daß die letztausgeschiedenen Pyroxene den Olivin einzuschließen trachten. Es ist daher auch in diesem Gesteine die Ausscheidungsfolge: Magnetit und Ilmenit, hierauf Olivin mit Phasenüberdeckung am Beginne der Pyroxenbildung, worauf die Hauptmasse des Enstatits und Diallags folgt, bis zuletzt der spärliche Feldspat in den Zwickeln auskristallisierte, womit die Reihe schließt. Die Magnetitausscheidung hat wohl zuerst begonnen, sie hat jedoch bis zum Schlusse der Diallagkristallisation angehalten.

Ueber die Lherzolithserpentinfelse am Volkmerberg bei Ober-Weißbach.

Von Ober-Gostitz südwestlich liegt die Höhe Kote 382 *m* der österr. Spezialkarte 1:75.000, an deren Ostfuße der Goßbach vorbeifließt; jenseits des Baches und gegenüber der gedachten Anhöhe liegt der Hohlberg, auf dessen nordwestlicher Lehne nach Guckler[1]) sich Amphibolschiefer findet, daselbst liegen zahlreiche Blöcke von Nephelinbasalt umher und auf der Koppe des Hohlberges lagert Serpentinfels. Hieran schließt sich der Volkmerberg, auf dessen östlicher Koppe man das nordwestliche Ende unseres großen Dioritgabbroganges erreicht; dasselbe hat sich, wie Guckler[2]) sagt, „von der Koppe des Volkmerberges, die aus Serpentin besteht, immer mehr gegen SO gebogen“. Der Verfasser hat auf der Koppe des Volkmerberges einen eigentümlich umgewandelten Ilmenit-Pyroxenit von essexitischem Typus gefunden, sowie auch mannigfaltige Serpentinfelse, die wohl fraglos vom Lherzolith abstammen, wofür untenfolgend der Nachweis erbracht wird. Beide ultrabasische Gesteinsvorkommen lagern in der Schieferhülle unseres lakkolithischen Dioritgabbroganges, welche dortselbst aus Sedimentgneisen und deren Uebergangsgliedern, dem Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer besteht und mit Amphibolschiefer verknüpft erscheint.

[1]) L. c. pag. 178.
[2]) L. c. pag. 178 und 179.

Die Lherzolith-Serpentinfelse am Volkmerberge sind als halb- und ganz serpentinisierte Gesteine zu unterscheiden. In den ersteren sieht man makroskopisch zahlreiche blätterige Kristalle von Enstatit mit ihrem metallartigen Perlmutterglanz aufblitzen. Während der Olivin rasch der Serpentinisierung anheimfällt, setzt der Enstatit diesem Prozeß zähen Widerstand entgegen, seine Blätter und Fasern sind im Serpentin auch dann noch sehr deutlich zu erkennen, wenn vom Olivin jede Spur verwischt ist. Der Olivinserpentin zeigt wie gewöhnlich, charakteristische Maschenstruktur, welche dem Enstatitserpentin fehlt, vielmehr letzterer in parallelfaseriger, also metaxitischer Struktur ausgebildet erscheint.

In der matten schwarzgrünen Serpentinmasse machen wir die interessante Beobachtung, daß der Enstatit wohl in Serpentin umgewandelt ist, dessenungeachtet seine eigentümliche, in Schnitten parallel (100) großblätterige Textur und in Schnitten $\perp c$ seine Feinfaserigkeit bewahrt hat. — Die Olivinkristalle und Körner sind zu einem großen Teile nur halbserpentinisiert, sie zeigen alsdann typische Maschenstruktur mit aus Magnetit bestehenden Netzschnüren, dagegen die Maschen selbst mit intaktem Olivin ausgefüllt sind. Der restliche Teil des Olivins ist wohl gänzlich in Serpentin aufgegangen, jedoch läßt auch dieser in charakteristischer Weise die ursprünglich zerklüftete Olivintextur erkennen. — In den ganzserpentinisierten Gesteinspartien ist jedoch weder vom Olivin noch vom Enstatit, beziehungsweise ihrer Textur selbst unter d. binok. M. irgendeine Spur zu sehen, beide Minerale sind vom Serpentin vollständig aufgezehrt und nichts erinnert mehr an den ursprünglichen Mineralbestand.

Die bisher von dieser Lokalität betrachteten schwarzgrünen Serpentinfelse sind femische Gesteine; im Gegensatze dazu steht eine weißgraue bis hellgrünlich melierte Serpentinvarietät als ein salisches Gestein, welche wir zu dem bereits oben wiederholt angeführten und geschilderten Leukophit stellen müssen. Bei makroskopischer Betrachtung scheint das Gestein wesentlich aus einer dichten specksteinähnlichen Masse zu bestehen, in welcher sich ein Netzwerk von angereihten Magnetitkörnern hindurchzieht. Häufig bemerkt man jedoch, daß sich die weiße Mineralmasse aus sphäroidischen Körnern zusammensetzt, welche teilweise eine konzentrisch-schalige Struktur besitzen, also dem Leukophit angehören. —

Dünnschliffbild des leukokraten Lherzolithserpentins (Leukophit).

U. d. P. M. erkennen wir sofort, daß optisch ein echter Serpentin vorliegt, welcher im Auffallicht blaßbräunlich, im Durchfalllicht farblos erscheint, den größten Teil der Schliffläche beherrscht und allgemein typische Maschenstruktur sich bewahrt hat, er ist fast durchwegs hellbraun bestäubt, wobei das Pigment wolkenartig

verteilt ist; dabei können wir an vielen Maschen die konzentrischschalige Struktur beobachten. Diese Maschenstruktur deutet zweifellos auf die Entstehung aus Olivin, welcher nach der Verbreitung der Maschen zu schließen, den weitaus vorherrschenden Hauptgemengteil in diesem Gestein einstens bildete. Zwischen × Nicols zeigt der Serpentin an den meisten Stellen ein mehr oder weniger dicht gestricktes Gewebe von Fasern und Balken, worin man zahlreiche runde und eckige Körner, parallelfaserigen Metaxit und radialfaserigen Pikrolith unterscheiden kann, letztere sind in der Regel Rotationsellipsoide, welche zum Teil eine konzentrischschalige Struktur, erstere aber eine sektorenähnliche Felderteilung besitzen. In dem herrschenden Serpentinaggregat eingeklemmt, bemerken wir hellere Stellen, die noch die alte Spaltbarkeit und Zerklüftung des Olivins deutlich erkennen lassen. Durch Anwendung des Gipsblatt-Kompensators konnte auch die höhere Doppelbrechung des Olivins als indigoblaue Interferenzfarbe II. Ordnung zur Erkennung gelangen, während der herrschende Leukophit bloß die Doppelbrechung $\gamma-\alpha = 0{\cdot}005$ nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben aufweist; die Lichtbrechung ist n = Kanadabalsam, optischer Charakter positiv, die Auslöschung erfolgt parallel und senkrecht zu den Fasern. Aus diesem Verhalten geht hervor, daß der farblose, beziehungsweise weiße Serpentin eine homoaxe Varietät des gemeinen Serpentins ist und sich nur durch den leukokraten Charakter von dem allgemein melanokraten Serpentin unterscheidet.

In dem solcherart beschaffenen Leukophitgewebe schwimmen nun zahlreiche Kristalle und Knäuel von Enstatit, weniger stark vertreten sind Reste von Andiopsid in Form von Trümmern verschiedener Abmessungen.

Der Enstatit ist mit kurzprismatischen Kristallen und morgensternähnlichen Zwillingsbildungen vertreten; in der Regel sind die Kristalle mit parallel den prismatischen Spaltrissen eingeschalteten Lamellen des Ilmenits polysynthetisch verwachsen; solche Enstatite sind gewöhnlich sehr feinfaserig, vielfach gebogen und haben dann ein nach Art von Strängen gedrehtes Aussehen; an einzelnen dieser lamellaren Enstatit-Ilmenitkristalle konnte auch eine Zwillingsbildung durch Gleitung nach $\frac{1}{4}\, \bar{P}\, \infty$ (104) festgestellt werden sowie auch häufig undulöse Auslöschung daran bemerkt wurde. Schließlich ist noch die häufige Erscheinung zu erwähnen, daß die Serpentinisierung der gedachten Enstatitkristalle durch die Einwanderung der oberwähnten Pikrolith-Sphäroide mit isotropem Kern eingeleitet wird.

Der Andiopsid ist nur in wenigen restlichen Querschnitten erhalten, wahrscheinlich stand er im Ursprungsgestein unter den Hauptgemengteilen an dritter Stelle; derselbe zeigt auch die hohe Licht- und Doppelbrechung wie an den übrigen Punkten seines weiten Verbreitungsbezirkes, und zwar ist $\gamma-\alpha = 0{\cdot}030$ nach Maßgabe der orangegelben und reingelben Interferenzfarben, auch ist er hier wie überall mit den schwächer doppelbrechenden Diallaglamellen polysynthetisch verwachsen, was seine Feinblätterigkeit bedingt. Ilmenitlamellen sind hier weit spärlicher als im Enstatit

zwischengeschaltet. Die Serpentinisierung beginnt durch Einwanderung längs der Diallaglamellen als Lösungsflächen, davon einzelne ergriffen sind, in dem noch sonst frisch erhaltenen Mineralüberrest. Die übrigen Merkmale unseres Andiopsids stehen mit derjenigen der übrigen Vorkommen auf dem Gangzuge in Uebereinstimmung.

Nach den soeben geschilderten Ueberresten des ursprünglichen Mineralbestandes dürfte es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß das Ursprungsgestein ein olivinreicher Lherzolith war. Was die Struktur desselben betrifft, so haben wir an den beiden Pyroxenen eine innige körnige Verwachsung konstatiert, dagegen die herrschenden Olivine speziell mit dem Enstatit dicht verflochten sind, demzufolge das Ursprungsgestein unseres Leukophits am Volkmerberge, — soweit man aus den erhaltenen Ueberresten der Komponenten urteilen darf, tatsächlich eine echte Implikationsstruktur besaß. —

Nach Maßgabe der zuletzt betrachteten Peridotite nächst Wildschütz, Jauernig und Weißbach am nordwestlichen Ende der großen gangförmigen Dioritgabbrozone sehen wir eine merkwürdige Mannigfaltigkeit in der mineralischen Zusammensetzung petrographisch übereinstimmender ultrabasischer Gesteinstypen, mit den anderen pyroxenitisch-peridotitischen Gesteinsmassen längs des ganzen Zuges und am südwestlichen Ende desselben Dioritgabbroganges bei Nieder-Eisenberg und Buschin. Zweifellos hat in diesen Eruptionsschlotten, beziehungsweise Durchschlagsröhren die Förderung eines sehr nahe gauverwandten Magmas stattgefunden, welches in chemischer Beziehung eine merkwürdig gleichförmige Zusammensetzung hatte; trotz der gewaltigen streichenden Länge per 54·6 *km*, auf welcher diese mannigfaltigen Peridotite und Pyroxenite längs unseres dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen perlenschnurähnlich verteilt erscheinen und den letzteren sowohl am Liegenden sowie am Hangenden gleich Satelliten umschwärmen. —

Werfen wir einen Rückblick auf die mannigfaltigen Pyroxene, welche sich an der Zusammensetzung unserer ultrabasischen Stockgesteine beteiligen, so ist der lamellare Aufbau des überwiegend nicht homogenen Enstatits und des Andiopsids geeignet, die Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung zu erklären. Dieselben sind als isomorphe Mischungen des Diopsidsilikats $Si_2 Ca Mg O_6$ mit dem Enstatitsilikat $Si_2 Mg_2 O_6$ anzusehen, ungeachtet ihrer verschiedenen optischen und kristallographischen Eigenschaften, wie sie das Mikroskop enthüllt. Dasselbe gilt bezüglich des Diallags, welcher allgemein und speziell in unserem Falle dem Diopsid und Enstatit so nahe steht, weil er sich nicht nur an dem lamellaren Aufbau des Enstatits und Andiopsids beteiligt, sondern auch in seinen selbständigen Formen eine ähnliche Lamellenstruktur offenbart. Nachdem der Diallag chemisch zu derselben Mischungsreihe des Enstatit- und Diopsidsilikats gehört, will man dessen Selbständigkeit nicht gelten lassen, obwohl der letztere morphologisch und optisch so wesentlich verschieden ist, daß es unmöglich erscheint, diesen mit den beiden vorigen in einen Topf zu werfen. Der Umstand, daß sowohl der Diopsid mit dem En-

statit, der letztere mit dem Diallag und dieser wiederum mit dem Enstatit gesetzmäßig in selbständigen Individuen verwächst, erscheint als zweifelloser Hinweis auf den Dimorphismus sowohl des Enstatit- gleichwie des Diopsidsilikats, welche beide sowohl monokline als auch rhombische Formen auszubilden vermögen. —

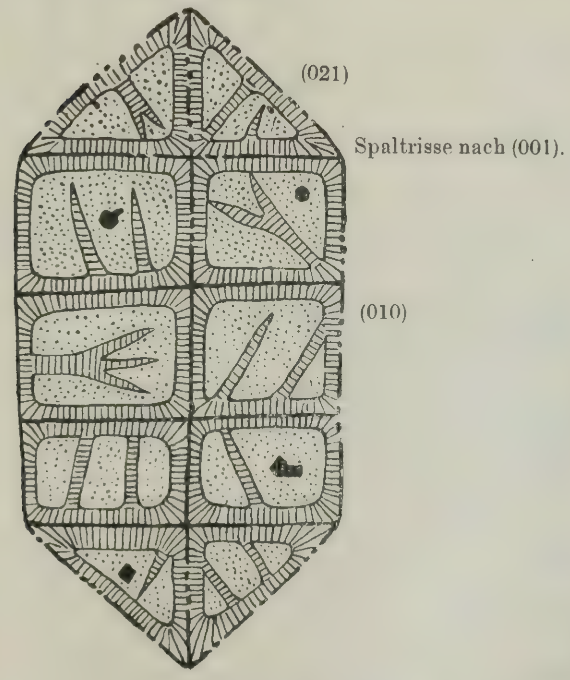
Ueber die Umwandlung des Serpentinfelses zu Leukophit, Chrysotil und Talk am Volkmerberge.

An der Oberfläche und den Strukturflächen des Serpentinfelses, vom Tage herab, soweit die Thermalquellen und Atmosphärilien ihre Wirkungen äußern konnten, ist der gemeine Serpentin zu Leukophit verändert und zu Chrysotil regeneriert worden. Durch diesen Prozeß wird die versteckte Mikrotextur des Serpentins wieder aufgedeckt, welche bei der Serpentinisierung verwischt worden war. Der aus Diallag entstandene metaxitische Serpentin ist in faserigen, beziehungsweise blätterigen Talk umgewandelt, dabei die großen Talkblätter zufolge ihres Perlmutterglanzes aus

Fig. 30.

Endstadium der Olivinumwandlung.

Olivinschnitt nach (100).



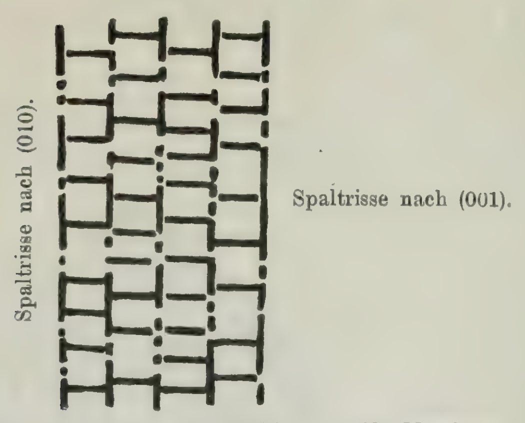
Magnetit = schwarz. — Chrysotil = schraffiert.
Leukophit = punktiert.

ihrer Umgebung talkartiger Substanzen scharf aufblitzen. — Auch die Olivintextur kommt bei der Leukophit- und Chrysotilbildung wieder zum Vorschein, welche infolge der Serpentinisierung verschwunden war (siehe vorstehende Abbildung 30). Zunächst sehen wir, daß die schwarzen, metallisch glänzenden Magnetitschnüre, welche sich auf den Spaltrissen und Sprüngen ausgeschieden haben, scharf von ihrer farblosen Umgebung abheben und das Maschennetz bilden, an diese haben sich gegen das Mascheninnere hin Regenerationen des Serpentins, und zwar parallel- und radialfaserige farblose Chrysotilsäume konzentrisch schalig angegliedert, gleichzeitig ist der Chrysotil auf Adern und Spalten in das

Fig. 31.

Olivinschnitt nach (100).

Serpentinisiert.



Magnetit = schwarze Schnüre. — Leukophit = weiße Maschen.

Mascheninnere vorgedrungen. Die Maschen selbst haben in diesem Stadium noch aus schwarzgrünem gemeinem Serpentin bestanden, sie wurden schließlich in gelblichweißen und dichten Leukophit umgewandelt. Gemeiner Serpentin und Leukophit sind durch allmähliche Uebergangsglieder untereinander verknüpft. Magnetit, Chrysotil und Leukophit bilden demzufolge schalige Sphäroide mit dem letztgenannten Mineral als Kern.

Infolge der Volumverminderung erscheint der Leukophitkern mehr oder weniger zerklüftet und zerbröckelt, welcher alsdann durch die Einwirkung der Atmosphärilien napfförmig ausgehöhlt wird. Magnetit und Chrysotil bilden in diesem Endstadium überhöhte scharfe Grate und Stege; diese letzteren erscheinen als ein regelloses Geäder um die Näpfe und Poren, welche an Stelle der Maschen entstanden sind.

Durch die fortschreitende Verwitterung werden an dem Olivinserpentin des Volkmerberges regelmäßig angeordnete Maschennetze bloßgelegt, wie obenstehend (Fig. 31) skizziert. Diese leiterförmigen

Maschen sind nicht etwa zufällig entstanden, sondern sie entsprechen Querschnitten des Olivins nach (100), die vertikalen Balken (oder Stege) gehen alsdann den Spaltrissen nach (010) parallel, während die horizontalen Balken (beziehungsweise Grate) den absätzigen Spaltrissen nach (001) des Olivins folgen.

C. Ueber die Alkalipyroxenite bei Weißbach und Waldeck.

Am Volkmerberge bei Weißbach und der Viehbichkoppe bei Waldeck hat der Verf. neue titanreiche Pyroxenite entdeckt, welche durch ihren hohen Gehalt an Titansäure, beziehungsweise durch die in ihrem Mineralgemenge dominierenden Titanmineralien Ilmenit, Titanmagnetit, Titanit und Rutil auffällig charakterisiert erscheinen und für welche der Sammelname Titanolith in Vorschlag gebracht wird. Die Zusammensetzung dieser merkwürdigen Pyroxenite ist teils eine ternäre (Weißbach), teils eine binäre (Waldeck), ohne Spuren von Serpentinisierung; stets bleibt für dieselben die große Menge der Titanmineralien, beziehungsweise der hohe Gehalt an Titansäure bezeichnend, was auf die Abstammung von einem essexitischen Magma unverkennbar hinweist. Von der Gewißheit dieses Zusammenhanges werden wir uns an der Hand der folgenden mikroskopisch-optischen sowie der chemischen Analyse die nötige Ueberzeugung verschaffen.

Titanolith (Ilmenit-Enstatit-Diallagfels) vom Volkmerberge bei Ober-Weißbach.

Makroskopisch und mit Hilfe des binok. Mikroskops konnte der Verf. an Streupräparaten feststellen, daß Diallag und Enstatit scheinbar die wesentlichen Komponenten dieses dunkelgrauen Gesteins bilden, soviel sich an den relativ frisch erhaltenen und nicht zu weitgehend modifizierten Gesteinspartien erkennen läßt; hierzu tritt kleinkörniger Feldspat, dessen Menge größeren Schwankungen unterworfen ist. Die Menge des eingesprengten Magnetits scheint mäßig zu sein, demzufolge das Gestein nur einen schwachen Einfluß auf die Magnetnadel äußert; es ist daher nur schwacher, beziehungsweise einfacher Magnetismus vorhanden, welcher der Polarität entbehrt. Die beiden Pyroxene halten sich wohl bezüglich ihres Mengenverhältnisses allgemein das Gleichgewicht, doch ist dasselbe Schwankungen unterworfen, derartig daß Diallag gegen Enstatit vorherrscht oder umgekehrt. Das hohe spezifische Gewicht, seine Feldspatarmut sowie die Vergesellschaftung und gleiche geologische Stellung innerhalb unserer großen Reihe sporadisch verteilter Pyroxenite und Peridotite, nähert das in Rede stehende Gestein derselben Reihe.

Betrachten wir nun die genannten Komponenten näher, so finden wir, daß der Diallag im Rückstrahllicht meist dunkelgrau bis weißgrau ist, im Durchstrahllicht goldgelb bis farblos, ausgezeichnet großblätterig nach (100) mit paralleler Längsstreifung und metallartigem Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommenster Teilbarkeit (100), welchem Verhalten zufolge wir wohl diesen Teil des

Pyroxens dem Diallag zuweisen müssen. Als Seltenheit verdienen dicktafelförmige Individuen hervorgehoben zu werden, begrenzt von den drei Pinakoiden, und zwar herrschenden $\infty \bar{P} \infty$ (100) untergeordnet $\infty \breve{P} \infty$ (010) . oP (001).

Der Enstatit ist in erbsgroßen Körnern vertreten, die im rückfallenden Licht weißgelb, im durchfallenden Licht blaßgelblich bis farblos erscheinen, vorwiegend sind jedoch feinkörnige gleichgefärbte Aggregate.

Der Feldspat gehört zum Plagioklas, derselbe ist in xenomorphen Körnern gegenwärtig, besitzt eine mit Richtung der Brachydiagonale gestreckte Leistenform, seine breiten Lamellen sind nach dem Albitgesetz parallel *M* polysynthetisch verzwillingt, wie man nach den alternierenden aus- und einspringenden Winkeln des körperlichen Bildes u. d. binok. M. sehr gut verfolgen kann. Nach Maßgabe der breiten Lamellen dieses Plagioklases kann man auch in diesem Gestein auf ein stark basisches Mischungsglied schließen.

Der Magnetit ist, was seine Verteilung betrifft, den vorgenannten Komponenten in makroskopisch kleinen Körnchen reichlich eingesprengt; auch einzelne größere rundliche Körner da und dort vorhanden, Kristalle sind selten.

Olivin wurde nirgends beobachtet.

Dünnschliffbild des Titanoliths am Volkmerberge.

U. d. P. M. beobachten wir zunächst, daß sich dieses Gestein in einem viel weiter fortgeschrittenen Zustande der Umwandlung befindet, als man nach der makroskopischen Untersuchung vermutet, jedoch ohne Spuren von Serpentinisierung, sondern zu Titanit nebst Kalzit. Von den ursprünglichen Hauptgemengteilen sind im Gestein große Diallag- und Enstatit-Individuen erhalten geblieben, jedenfalls war das Gestein ursprünglich ein grobkörniges Gemenge der gedachten Pyroxene; als dritter Hauptgemengteil ist noch Ilmenit, hauptsächlich aber aus demselben sekundär hervorgegangener Titanit anzuführen. Zu den Nebengemengteilen gehört sekundär ausgeschiedener Kalzit und Talk nebst primärem Magnetit.

Der Enstatit zeigt große, breit- und kurzprismatische Kristalle mit scharf markierten geradlinigen Spaltrissen nach (100); auch größere und kleinere Knäuel von kleinen Enstatiten. Wir sehen jedoch selbst an größeren Enstatiten keine Verbiegungen und Knickungen, dagegen Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4} \bar{P} \infty$ (104), welche man auf Gleitung zurückführt. Die gesetzmäßigen Einschlüsse von parallel (110) eingelagerten Lamellen des Diallags fehlen auch hier nicht und sind speziell im vorliegenden Falle ungewöhnlich breit und vielfach wiederholt. In Schnitten nach (010) löscht der Enstatit gerade aus, der Diallag unter $\sphericalangle$ 40° aus, gemessen im stumpfen Winkel β; oft befinden sich diese Lamellen zueinander in Zwillingsstellung, was sich aus ihrer symmetrischen und alternierenden Auslöschung ergibt. Außerdem finden wir darin öfters ausgebreitete Haufen von schlackigem Ilmenit und Magnetit, welche auch mitunter die Enstatitkristalle umkränzen.

Der Diallag ist im Auffallicht grünlichgrau mit metallartigem Schiller, im Durchfallicht völlig farblos, ohne Pleochroismus, große formlose Individuen mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100), welche auf (010) den prismatischen Spaltrissen parallel läuft. Der Diallag steht mit Enstatit in paralleler lamellarer Verwachsung dergestalt, daß beide Mineralien das Prisma gemein haben, so daß die Spaltrisse durch beide gehen; die Enstatitlamellen unterscheiden sich leicht durch ihre geringe Doppelbrechung und die Lage der Auslöschungsrichtungen von den Diallaglamellen; neben diesen streng orientierten Verwachsungen von Diallag und Enstatit sind auch solche zu erwähnen, welche zum Teil flammenartig dem Perthit, sowie auch wurmähnlich dem Myrmekit gleich sind. Außerdem sind dem Diallag spärlich dicke Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet. Die gedachten Einschaltungen im Verein mit der Spaltbarkeit bedingen die überaus feinfaserige Struktur unseres Diallags. Schließlich sind noch jene häufigen schwarzen, bald längeren, bald kürzeren und dünnen Striche hervorzuheben, die zum Teil parallel (100) eingelagert erscheinen und den metallartigen Schiller auf den Ablösungsflächen bedingen?

Im Dünnschliffbilde drängt sich uns ferner eine große Menge von Ilmenit auf, welche in den Pyroxenen zur Ausscheidung kam und den prismatischen Spaltrissen derselben folgend, sich zu einem rechtwinkeligen Maschennetz ausgestaltet hat; außerdem hat sich der Ilmenit mit dem Magnetit zu mehr oder weniger ausgebreiteten Körnerhaufen vereinigt. — Olivin und Feldspäte fehlen nach Maßgabe der untersuchten Dünnschliffe dem Gesteinsgemenge gänzlich. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Merkwürdig sind die ausgebreiteten Umwandlungen des ursprünglichen Mineralbestandes, welche speziell den Ilmenit betraf, dagegen die Serpentinisierung ausschloß. Um den Ilmenit herum oder in dessen Begleitung finden wir ausgebreitete Fetzen und Lappen oder kleinere und größere Körner von Titanit, der das Dünnschliffbild geradezu beherrscht, oft sind große Kristalle als rhombische Schnitte derselben inmitten des Diallags eingeschlossen. Der Titanit ist leicht zu diagnostizieren, und zwar sowohl durch die hohe Lichtbrechung, welche hohes Relief, runzelige Oberfläche sowie dunkle Reflexionsränder bedingt, als auch die hohe Doppelbrechung welche unter $\times$ Nicols die mattschimmernden Interferenzfarben von matt purpur und grüngelb hoher Ordnung liefern. Infolge der ungewöhnlich starken Dispersion löschen viele Schnitte entweder gar nicht oder nur unvollständig aus; nur bei Verwendung des Gipsblatt-Kompensators erzielt man die für Titanit charakteristische Auslöschungsschiefe. Uebrigens ist der Titanit im Auffallicht durchwegs weißgrau, im Durchfallicht völlig farblos.

Zwischen dem Titanit hindurch ziehen sich zahlreiche große Körner von Kalzit, die zumeist polysynthetisch nach $-\frac{1}{2} R$ $(01\bar{1}2)$ verzwillingt sind, häufig sieht man Titanitkörner inmitten des Kalzits von diesem rings umschlossen; es ist dies ein bei der

Zersetzung des Titanits häufig beobachteter Vorgang. Der Kalzit ist im Schliff farblos, infolge hoher Doppelbrechung unter × Nicols weißliche, rote und grüne Polarisationstöne hoher Ordnung; erhebliche Differenz im Relief der Kalzitschnitte, je nachdem ω- oder ε-Strahl denselben durchläuft und auffällig verschiedene Absorption der beiden Strahlen ω > ε, insbesondere in benachbarten Zwillingslamellen scharf ausgeprägt.

Die restlichen Zwischenräume, welche die gedachten Umwandlungsprodukte übrig ließen, sind durch ein farbloses überaus feinschuppiges Aggregat von niedriger Licht- und hoher Doppelbrechung ausgefüllt, das nach den muskovitähnlichen Interferenzfarben zu schließen, wohl dem Talk angehören dürfte. Infolge der fast submikroskopischen Kleinheit löscht das Talkaggregat zwischen × Nicols in keiner Stellung aus: Dieser ausgebreiteten Talkbildung fällt zuerst und hauptsächlich der Diallag zum Opfer.

Die oben geschilderten beiden Pyroxene sind wohl in großen Individuen selbständig auskristallisiert, jedoch gegenseitig dergestalt durcheinandergewachsen, daß das unversehrte Gestein jedenfalls Implikationsstruktur besaß.

Nach vorstehendem Ergebnis der Dünnschliff-Untersuchung war das frische Gestein ursprünglich sehr wahrscheinlich ein Ilmenit-Enstatit-Diallagit, welcher durch starke Beteiligung der Titanmineralien im Gesteinsgemenge, seine Zugehörigkeit zu den Pyroxeniten der Alkaligesteinsreihe bekundet.

In der Nachbarschaft des in Rede stehenden Vorkommens, das heißt in der „Alten Gos" ist später Nephelinbasalt aufgebrochen [1]), worin wir ebenfalls einen Hinweis auf einen daselbst in der Tiefe liegenden Magmaherd von Alkaligesteinen erblicken müssen.

Auf den Inseln Gomö und Longö bei Kragerö in Südnorwegen finden sich in dem dortigen Hyperit, Massen aus Ilmenit und rhombischem Pyroxen bestehend, die von J. H. L. Vogt Ilmenit-Enstatite genannt worden sind. —

Titanolith (Diallag-Titanmagnetitfels) epidotisiert etc., auf der Viehbichkoppe bei Waldeck südwestlich Jauernig.

Auf dieser Koppe, einem Ausläufer des dominierenden Rösselberges (Kote 849 *m*) im Bielengebirge, ungefähr 1000 Schritte südlich der Kirche zu Waldeck, befindet sich ein derzeit auflässiger Stollen, mit welchem auf ein Magneteisenerz oder richtiger gesagt auf magnetitführende Gesteine geschürft wurde. Den als Aufschluß dienenden Stollen hat man im Gneis vorgetrieben, Kalklager kommen daselbst ebenfalls vor, da ich Kalkblöcke in der alten Stollenhalde vorfand. Die Gesteine, welche untenfolgend eingehend untersucht werden sollen, entnahm ich der dicht am Stollenmundloch angeschütteten Erz- und Berghalde, sie stammen also aus dem Stollen, aus dem sie zutage gefördert wurden. Dieser Stollenbetrieb soll angeblich wegen eines darin vorgekommenen Unglücksfalles zum Still-

[1]) Siehe bei J. Guckler, l. c. pag. 171.

stand gekommen sein! Nachdem das Stollenmundloch nicht offen steht, der Stollen also nicht befahrbar ist, konnten auch über die Mächtigkeit, Verbreitung sowie die Lagerungsverhältnisse der nachfolgend untersuchten Gesteine keine Anhaltspunkte gewonnen werden.

Etwas höher nach dem Scheitel der Viehbichkoppe fand ich noch einen zweiten kleineren Schurfversuch auf die nämlichen magnetitführenden Gesteine.

Die in Rede stehenden eisenreichen Gesteinsmassen durchbrechen körnigen oder grobfaserigen Granitgneis (des am Rösselberge herrschenden Gesteins) nächst der Grenze der Landeck-Krautenwalder Glimmerschieferzone (Schieferhülle). Am Nordgehänge des Rösselberges beim sogenannten „Grünen Krenz“ steckt ein isolierter Stock von Hornblendesyenit in demselben Granitgneis, während gegen NW hin auf der Leithnerkoppe ein Aufbruch von Nephelinbasalt sich befindet [1]). Wie man sieht, liegt hier ein Grenzgebiet mannigfaltiger Eruptivgesteine der Alkalikalkreihe sowie auch der Alkalireihe vor.

Die hierorts neu aufgefundenen Gesteine sind in petrographischer Hinsicht von hohem wissenschaftlichem Interesse und sollen denselben folgende Mitteilungen gewidmet sein. Wir werden uns alsbald die Ueberzeugung verschaffen, daß eine feldspatfreie bis feldspatarme pyroxenitische Fazies von Alkaligesteinen vorliegt und scheint die Annahme naheliegend, daß der Magmaherd unseres metamorphen Dioritgabbroganges neben den Kalkalkaligesteinen in diesem Grenzgebiet auch Gesteine der Essexitfamilie gefördert hat, welch letztere als das analoge Glied der Alkaligesteinsreihe erscheint.

Wir beginnen mit dem stark modifizierten Titanmagnetit-Diallagfels, für welchen wir wegen seinem Reichtum an Titanmineralien den Namen Titanolith adoptieren, obwohl er eine etwas abweichende mineralische Zusammensetzung hat, als der Titanolith vom Volkmerberge bei Weißbach.

Makroskopische Untersuchung des Titanoliths mit Hilfe des binok. Mikr.

Fleck- und lagenweise metallisch glänzende Stufen dieses Gesteins bestehen wesentlich aus klein- bis großblätterigem Diallag, Epidot in Kristallen und Körnern, mehr oder weniger eingesprengt mit Magnetit, untergeordnet sind Feldspate, Quarz und Kalzit. — Eisenschwarze diallagreiche und Magnetit eingesprengte Gesteinspartien wechseln fleck- und lagenweise mit zeisiggelben ab, welche aus körnigem Pistazit bestehen, dazwischen finden sich dunkelgrau melierte Gesteinspartikel, die aus Diallag und mehr Feldspaten zusammengesetzt sind. Diallag und Epidot sind häufig innig miteinander verwachsen und durch Uebergänge verknüpft, so daß letzterer als das Umwandlungsprodukt des ersteren zu betrachten ist. Da und dort bemerkt man unter den Komponenten auch dünnstengelige, langprismatische, parallel- und

[1]) Siehe Sektion Glatz der geologischen Karte vom niederschlesischen Gebirge. Berlin 1867 und beiliegende geologische Karte.

quergelagerte Amphibolaggregate ebenfalls mit dem Diallag innig verwachsen, über deren sekundäre Entstehung aus Diallag kein Zweifel obwaltet.

Des weiteren findet man in unserem Gestein grobkristalline Gemenge von großblätterigem Diallag und Epidot mit etwas Feldspat, mehr Quarz und reichlichem Kalzit innig verwachsen. Daselbst öffnen sich auch Drusenräume im Gestein, worin Amphibol, beziehungsweise Aktinolith in langprismatischen, breitstengeligen und nadelförmigen Individuen, den Kalzit, Quarz und Feldspat kreuz und quer durchspießen sowie vom körnigen und säuligen Epidot durchwachsen sind. Zweifellos sind es auch in diesem Falle Regenerationen des Ursprungsgesteins. Auch sonst ist der Kalzit in feiner Verteilung im Gestein vorhanden, demzufolge dasselbe mit Säuren sehr lebhaftes und andauerndes Aufbrausen zeigt und ersehen daraus, in welch hohem Maße das Gestein durch die gedachten Umwandlungsvorgänge in Mitleidenschaft gezogen wurde. Mit dieser letzteren geht die Entwicklung schiefriger Struktur in dem Gestein Hand in Hand, so daß dasselbe äußerlich dem Glimmerschiefer ähnlich wird.

An den obgenannten Gesteinskomponenten konnte ich folgende Einzelheiten beobachten: Vorherrschend sind kleinschuppige Aggregate des blätterigen Diallags, durch ihren starken metallartigen Perlmutterglanz auf (100) auffällig; bei fortschreitender Verdichtung der Blättchen verschwindet dieser Glanz und wir sehen in dem Gestein matteisenschwarze und metallischglänzende Gesteinspartien abwechseln. Daneben und in anderen Stufen ist der Diallag großblätterig, zeigt jedoch nur lebhaften Perlmutterglanz oder bloß Fettglanz auf (100); derselbe ist schwarzgrün bis olivgrün, im Durchfallicht graugrün und gelblichgrün; Kristalle sind selten; da und dort begegnen wir großen Diallagindividuen, weniger blätterig, aber mit deutlicher Spaltbarkeit nach (110). — Außer dem schwarzgrünen Diallag findet sich in vielen Stufen ein meist großblätteriger haar- und kastanienbrauner Diallag, im Durchfallicht goldgelb und gelbbraun, jedoch nur fettglänzend, seltener Perlmutterglanz, mit orthopinakoidaler Teilbarkeit und zuweilen metallischem Schiller darauf. — Haar- und kastanienbraune Kristalle des Diallags von ∞P (110) begrenzt und mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110) ausgestattet, die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, sind keineswegs selten; die mitunter ziemlich langen Prismen zeigen alsdann scharfe Querabsonderung senkrecht *c*. — Ferner sind mit dem großblätterigen Diallag innig verwachsen einzelne pechschwarze langprismatische Augite gefunden worden, welche durch ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (110) und durch Querabsonderung nach (001) auffallen. — Im ganzen genommen ist jedoch der braune Diallag untergeordnet, vorherrschend in den meisten Handstufen der dunkelgrüne Diallag. —

Die Menge des Feldspats ist im allgemeinen spärlich, jedoch in den einzelnen Handsteinen Schwankungen unterworfen und da und dort nicht unbeträchtlich; er ist meistens kleinkörnig, glasklar, farblos bis rauchgrau. An einzelnen bis 10 *mm* großen Feldspaten konnte ich

u. d. binok M. die Natur derselben nach der polysynthetischen Zwillingsbildung feststellen. Es ist ein langprismatischer, nach der Kante *P* : *M* gestreckter dünn- und dicktafeliger Plagioklas und durch eine überaus zarte Längsstreifung parallel dieser Kante ausgezeichnet. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen, nach (010) weniger vollkommen. Indem sich diese Tafeln nach *M* in Zwillingsstellung polysynthetisch wiederholen, tritt solcher lamellarer Bau des Plagioklases mit seinen alternierenden ein- und ausspringenden Winkeln der *P*-Flächen u. d. binok. M. sehr plastisch hervor. Nach den vorwiegend sehr breiten Lamellen zu schließen, gehört unser Plagioklas einem sehr basischen Mischungsgliede dieser Reihe an. — Der Plagioklas enthält in der Regel zahlreiche Einschlüsse, und zwar teils von Diallagblättern, teils ist er von vielen und langen Aktinolithnadeln und auch von Hornblendeprismen durchspießt. Derselbe umschließt hier und dort einzelne Epidotsäulen und ist auch mit vereinzelten Magnetitkörnern eingesprengt.

Der Magnetit ist im Diallag reichlich vorhanden, dagegen fehlt er im Pistazit, bei dessen Bildung er verwendet wurde; derselbe ist gewöhnlich in größeren Oktaedern oder in zahllosen kleinen Körnern vertreten; seine Menge ist in der Regel so groß, daß er einen mäßigen Einfluß auf die Magnetnadel ausübt; das Gestein besitzt demzufolge in seinen eisenschwarzen, stark metallisch glänzenden Partien ein auffallend hohes spezifisches Gewicht. Dieser Gehalt an Magnetit gab wohl auch den Anlaß zu den auf unserem Gestein umgehenden Eisenerzschürfungen.

Neubildungen.

Der Epidot (Pistazit) bildet zeisiggrüne bis gelbgrüne, vorherrschend feinkörnige Aggregate oder häufig auch nach der Orthodiagonale langgestreckte Säulen, parallel und zu Gruppen verwachsen; diese letzteren dort angesiedelt, wo sich im Gestein freier Raum, wie beispielsweise in den vielen Drusen, dargeboten hat. Daselbst wurden auch kurzsäulige modellscharfe Epidotkristalle beobachtet, welche nicht nur in der Hauptzone, sondern auch terminal gut ausgebildet waren und deren Kombination u. d. binok. Mikr. festgestellt werden konnte, und zwar:

$$\begin{array}{cccccc} 0P\,. & \infty\bar{P}\infty\,. & \text{Ᵽ}\infty\,. & \tfrac{1}{2}\text{Ᵽ}\infty\,. & P\,. & \text{Ᵽ}\infty \\ M & T & r & i & n & o \end{array}$$

Auch Zwillinge nach ∞Ᵽ∞ (100) dieser letzteren Kombination, mit deutlicher Rinne zwischen den beiden Individuen. Ferner Kristalle wie umstehende Abbild. 32, welche eine Projektion auf das Klinopinakoid darstellen und andere komplizierte Formen. Die in Epidot (Pistazit) umgewandelten Gesteinslagen und unregelmäßigen Partien sind infolge der Substanzverluste von zahlreichen Drusenräumen durchzogen, worin zahllose Epidotsäulen den nötigen Raum zur freien Ausbildung fanden.

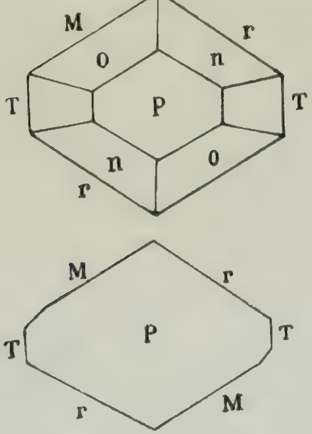
Wie bereits oben erwähnt, findet zwischen dem Diallag und dem körnigen Pistazit ein allmählicher Uebergang statt, sehr oft

stößt man deshalb auf förmliche Gemenge von Diallag und Pistazit, oder in den grobkörnigen und drusigen Gesteinspartien kann man im säuligen Epidot noch zahlreiche Blätter von Diallag finden. Diese Verhältnisse sowie der Umstand, daß die ausgeprägte Blätterigkeit des pyroxenitischen Bestandteils zuweilen noch dem Pistazit erhalten blieb, spricht entschieden dafür, daß der letztere aus dem ertseren unter Mitwirkung des Feldspats hervorgegangen ist. Bei diesem Prozeß der Epidotisierung gelangte neben Quarz auch Kalzit sowie gelbockriger Limonit zur Abscheidung, welche wohl zumeist im Gestein anwesend erscheinen.

Fig. 32.

Makroskopische Epidotsäulen.

Projektion auf (010).



Spatige Kalzitaggregate begleiten stets den Pistazit, auch sonst finden sich Ueberrindungen des Kalzits im Gestein verbreitet. Einzeln eingesprengte Kalzite zeigen das Grundrhomboeder R mit ausgezeichneter polysynthetischer Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2} R$ $(01\bar{1}2)$.

Gleichwie die Epidotbildung, ist auch die Umwandlung des Diallags unter Mitverwendung des Feldspats zu einem feinschuppigen Serizit von besonderem Interesse; dessen seidenglänzende Aggregate sich in manchen lagenförmigen Gesteinspartien überall sowie speziell auf Strukturflächen verbreiten und den Perlmutterglanz des Diallags weiter steigern, so daß das Gestein bisweilen dadurch einen glimmerschieferähnlichen Habitus empfängt. Die Epidot- und Serizitbildung läuft schließlich auf eine Saussuritisierung des Gesteins hinaus.

Dünnschliffanalyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

U. d. P. M. wird die Kenntnis dieser weitgehend modifizierten Gesteine wesentlich erweitert, denn wir finden darin als neuen

Hauptgemengteil eine Unmasse von Titanmineralien und wird der dadurch bedingte hohe Gehalt an TiO_2 durch die unten folgende chemische Analyse bestätigt. Das Gestein hat wohl ursprünglich wesentlich aus Diallag und Titanmagnetit nebst spärlichem Feldspat bestanden, hat aber durch mannigfaltige Umwandlungsprozesse tiefeingreifende Veränderungen seines Mineralbestandes erfahren, und zwar geht der Diallag der Umwandlung in ausgebreitete mittelkörnige Aggregate von gelbgrünem Epidot entgegen, unter Abscheidung von zahlreichen größeren Körnern des Kalzits. Aus der Umsetzung des Titanmagnetits nebst Diallag sind vor allen anderen ausgebreitete Gewebe von Titanit nebst Rutil hervorgegangen, worin noch viele Kristalle von Titanmagnetit enthalten sind; ferner liegen darin parallel gestreckte Blättchen von farblosem Muskovit, grünem parallelblätterigem Chlorit und nahezu submikroskopische Aggregate von Serizit und andere nicht näher bestimmbare Substanzen, welche Gemengteile untereinander parallele Anordnung zeigen, was zur Ausbildung von Schieferstruktur führt.

Der Diallag ist nur in wenigen Schnitten erhalten; derselbe ist im Schliff gelbbraun bis haarbraun, der Pleochroismus ist $\mathfrak{a} = \mathfrak{c}$ dunkelbraun, $\mathfrak{b}$ gelblichbraun, die kräftigen Eigenfarben verdecken die Interferenzfarben. Es sind große unregelmäßig gestaltete Individuen mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit nach (110), die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, wie man sich an den wenigen unvollständig erhaltenen Basisschnitten leicht überzeugen kann. In einzelnen gelbbraunen Individuen bemerkt man in Längsschnitten breitgestellte grobe Spaltrisse nach (110) und diesen letzteren parallel eingeschaltete Lamellen von farblosem, schwächer doppeltbrechendem Augit, mit einer nur wenig größeren Auslöschungsschiefe und gleichsinniger Achsenlage. Der optische Charakter der Hauptzone ist positiv. Außerdem sehen wir viele Fetzen und andere Ueberreste großer Diallagindividuen unter den übrigen Komponenten verteilt. Der Diallag ist vom Granat der Form ∞O (110) mit zentralgehäuften Einschlüssen und vielen Kristallen O (111) und $\infty O \infty$ (100) des Titanmagnetits eingesprengt.

Umwandlungen. An dem Diallag können wir in ausgebreiteten Schliffpartien die Umsetzung des Diallags in ein Gewebe von Titanit nebst Rutil sowie etwas faserigen Chlorit, worin man eine auffallend große Menge des Titanmagnetits nebst einzelnen größeren Körnern des Kalzits ausgeschieden findet. In anderen Schliffpartien können wir die Umsetzung des braunen Diallags in ausgebreitete mittelkörnige Aggregate von Epidot nebst großen Körnern des Kalzits verfolgen; außerdem gesellen sich auch diesfalls Titanitaggregate und Kristalle von Titanmagnetit, allerdings nur sparsam, hinzu.

Der Epidot ist in morphologischer Hinsicht ziemlich formenreich, und zwar werden hauptsächlich im Schliff beobachtet: Einfache hexagonale und rhombische Durchschnitte begrenzt von

$$\underset{M}{oP(001)} \, . \, \underset{r}{\bar{P}\infty(101)} \, . \, \underset{T}{\infty\bar{P}\infty(100)};$$

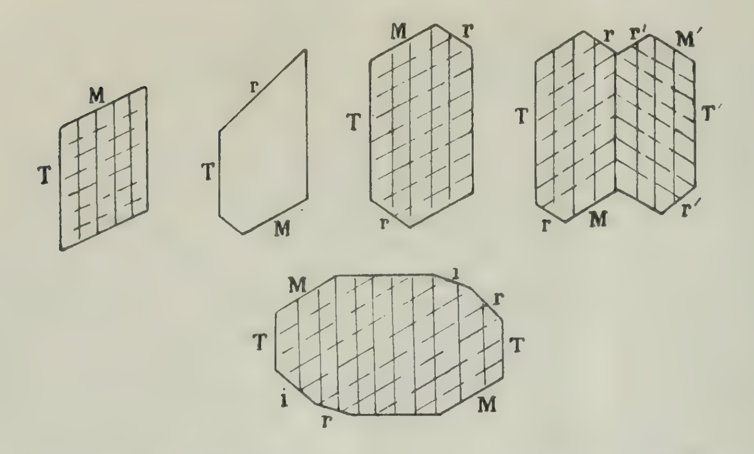
durch Ausfall von *T* ergibt sich die den kleinsten Körnern eigentümliche und am häufigsten vertretene rhombische Form. Die größeren Individuen sind begrenzt durch:*

$$\underset{T}{\infty P \infty (100)} \,.\, \underset{M}{oP (001)} \,.\, \underset{r}{P \infty (101)} \,.\, \underset{i}{\tfrac{1}{2} P \infty (021)}$$

und an den beiden Enden $\underset{n}{P (111)} \,.\, P \infty (011)$; letztere Komb.-Form geht häufig Zwillinge ein mit $\infty P \infty (100)$ als Zwillingsfläche, mit tiefer Rinne zwischen den beiden Individuen, jedoch nicht mehrfach wiederholt. (Siehe beistehende Abbild. 33.)

Fig. 33.

Mikroskopische Epidotschnitte nach (010).



Habitus der Kristalle kurzprismatisch nach der Symmetrieachse gestreckt, *M* und *T* annähernd im Gleichgewicht; der Spaltung nach (001) entsprechen nur spärliche Risse, dagegen diejenigen nach (100) scharf und anhaltend sind. Die Farbe im Schliff ist hellgelblichgrün und zitronengelb, kein Pleochroismus; Lichtbrechung stark, daher scharfgeschnittenes Relief; Doppelbrechung hoch bei negativem Charakter, und zwar ist nach dem Schema von Michel-Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0{\cdot}037$ in Schnitten nach (010) mit der höchsten Interferenzfarbe, dem Dunkelviolettrot am Ende der II. Ordnung, dagegen auf den anderen Schnitten niedrigere Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe auf (010) wurde gegen die Spaltrisse nach (100) mit 26° 30′ gemessen.

In den Epidotaggregaten finden sich (wie bereits oben erwähnt) Relikte des Diallags zerstreut, Titanmagnetit ist nicht reichlich ausgeschieden, stellenweise wurde der Eisengehalt ganz zur Epidotbildung verwendet, daher dort Magnetit fehlt. In der Nähe des

Diallags findet man im Epidotaggregat unregelmäßige Ueberreste von Feldspatkörnern erhalten, soweit diese nicht bei der Epidotbildung konsumiert wurden.

Der Titanit bildet ausgebreitete, fast submikroskopische Aggregate, die infolge ihrer Kleinheit und starken Dispersion ohne Einwirkung auf das polarisierte Licht erscheinen; sie sind völlig farblos oder durch Interpositionen rauchgrau bis eisenschwarz, das erhabene Relief und rauhe Oberfläche läßt auf hohe Licht- und Doppelbrechung schließen. Unter Anwendung starker Systeme erfolgt Aufhellung und wir erkennen ein überaus feinkristalliges Gewebe von Leistchen und größeren Täfelchen, welche letztere gedrängte Längsstreifung zeigen; erst unter Zuhilfenahme des Gipsblattkompensators erhalten wir die matten weißlichen irisierenden Interferenzfarben hoher Ordnungen, woraus sich $\gamma - \alpha = 0{\cdot}120$ ergibt. An die Leistchen und Täfelchen des Titanits setzen sich gelbbraune Rutilaggregate in Form von Haaren, Nadeln und Faserbüscheln an. Außerdem wird das Titanitaggregat von Ueberresten des braunen Diallags durchzogen, worin wir wohl einen unverkennbaren Hinweis auf die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge zu erblicken haben. Daß ein Teil des Titanits, und zwar die grobkörnigen Aggregate, mit ihren isometrischen, dem tesseralen System ähnlichen Formen zum Perowskit gehören, ist wahrscheinlich, wofür auch das isotrope Verhalten seiner Schnitte und der noch höhere Brechungsexponent sprechen würde. Ob ein Teil des Titanits zu den primären Gemengteilen gehört, bleibt dahingestellt, der andere hat sich aus der Umsetzung des Diallags gebildet, während ein dritter Teil von dem Titanmagnetit abstammt.

Auf Grund der vorstehenden makro- und mikroskopischen Untersuchung können wir den Mineralbestand des Ursprungsgesteins feststellen; dasselbe war einfach aus braunem und grünem Diallag mit eingesprengtem Titanmagnetit als Hauptgemengteilen und spärlichem Feldspat als Nebengemengteil zusammengesetzt; alle übrigen mannigfaltigen Gemengteile erscheinen bloß als Umwandlungsprodukte der vorigen. Die Ausscheidungsfolge ist: Magnetit, Diallag und zuletzt Feldspat. Die Struktur war eine hypidiomorph-körnige, gleichwie in anderen Pyroxeniten. Das Ursprungsgestein ist demzufolge ein Titanmagnetit-Diallagit, den wir gleich dem Pyroxenit vom Volkmerberge wegen seines großen Gehaltes an Titanmineralien unter dem Namen Titanolith zusammenfassen. Von der auf unserem Gangzuge der Peridotite und Pyroxenite eine solche bedeutende Rolle spielenden Serpentinisierung finden wir im vorliegenden Alkalipyroxenit kaum eine Spur, sie wird diesfalls durch die Epidotisierung und Titanitisierung ersetzt.

Chemische Analyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

Das Material zu dieser chemischen Analyse stammt von der Stollenhalde der Eisenerzschürfung auf der Viehbichkoppe, von wo auch die Stufen für die Dünnschliffe aufgesammelt wurden.

Analyse V.

	Gewichtsprozente *a*	*b*	Molekularprozente
Kieselsäure SiO_2	30·43	38·04	45·67
Titansäure TiO_2	3·20	4·00	3·62
Tonerde Al_2O_3	17·02	21·28	15·10
Chromoxyd Cr_2O_3	0·08	0·10	0·05
Eisenoxyd Fe_2O_3	8·26	10·32	4·68
Eisenoxydul FeO	6·86	8·57	8·64
Manganoxydul MnO	0·22	0·27	0·28
Magnesia MgO	2·18	2·72	4·88
Kalkerde CaO	21·55	13·27	15·86
Kali und Natron $K_2O + Na_2O$	0·92	1·15	1·07
Kohlensäure CO_2	8·59	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	0·224	0·28	0·15
Krist. und Konst. Wasser H_2O	0·54	—	—
	100·07	100·00	100·00

Gruppenwerte:

$S = 49{\cdot}29, A = 1{\cdot}07, C = 14{\cdot}03, F = 15{\cdot}63, T = \emptyset, R = 4{\cdot}73, K = 0{\cdot}98.$

Gesteinsformel:

$$s_{49\cdot 8}\ a_{0\cdot 7}\ c_{9\cdot 1}\ f_{10\cdot 2}$$

Die Menge des ausgeschiedenen $CaCO_3$, der als Kalzit sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliff festgestellt wurde, beträgt laut der chemischen Analyse V a = 19·52 %, ist also über Erwartung hoch; die nach Abzug des Kalkkarbonats restliche Zusammensetzung ist in der Zahlenreihe unter b ausgewiesen. Diese zeigt nahe verwandtschaftliche Beziehungen zu dem Forellenstein von Schlumpskoppe bei Neurode (Schlesien)[1]) für welche die Gesteinsformel wie folgt lautet:

$$s_{51\cdot 88}\ a_{0\cdot 5}\ c_{9\cdot 5}\ f_{10\ 0}$$

Eine noch nähere Verwandtschaft finden wir übrigens mit den Pyroxeniten der Alkaligesteinsreihe, speziell mit dem von Sölvsberg, Hadeland (Norwegen)[2]), mit welchem unser Gestein den hohen Tonerdegehalt, das Zurücktreten der Magnesia gegen Kalk und den niedrigen Gehalt an Alkalien gemeinsam hat.

Unterziehen wir die chemische Analyse des in Rede stehenden Gesteins einer eingehenden Betrachtung, so scheint speziell der 4% betragende Gehalt an TiO_2 im hohen Grade charakteristisch für essexitische Gesteine, welche in den Pyroxeniten der Kalkalkaligesteine kaum jemals eine solche Höhe erreicht; derselbe ist zum größten Teil an die mikroskopischen Titanit- und Rutilaggregate gebunden und ist auch im Titanmagnetit gleichwie im Diallag ent-

[1]) H. Rosenbusch, Gesteinslehre. 1910, pag. 240.
[2]) H. Rosenbusch, Gesteinslehre. 1910, pag. 222.

halten. Die große Menge der sekundär angereicherten Tonerde = 21·28% steckt nicht nur im Diallag und dem ihm eingeschalteten Augit, dem sparsamen Feldspat, sondern hauptsächlich in den Neubildungen Pistazit nebst Serizit. Aus dem hohen Gehalt an $Fe_2O_3 + FeO = 18·87\%$ erkennen wir, daß vorliegendes Gestein eines der eisenreichsten auf unserem Zuge der Peridotite und Pyroxenite ist, welcher Eisengehalt wesentlich als Titanmagnetit ausgeschieden wurde. In der Vormacht des Kalkes über die stark gesunkene Magnesia, der Abnahme der Alkalien, müssen wir eine weitere Annäherung an pyroxenitische Grenzformen des Essexits erblicken. Der geologische Verband unseres Titanoliths mit dem unten folgenden Alkalipyroxenit dem Aigirinolith, läßt weiters keinen Zweifel übrig über die Zugehörigkeit des ersteren genau wie des letzteren zu den Alkaligesteinen, beziehungsweise zu den feldspatarmen, pyroxenreichen Formen des Essexits.

Posteruptiv ist der Titanolith einer tiefeingreifenden Metamorphose unterlegen, welche eine reiche Pistazit- sowie untergeordnete Serizitbildung im Gefolge hatte und mit Saussuritisierung gleichbedeutend ist; gleichzeitig ging damit eine ausgebreitete Titanitbildung sowie anderer Titanmineralien einher. Das vermeintliche Eisenerz ist kein solches, sondern war ursprünglich ein Titanmagnetit-Diallagit, welcher durch postvulkanische Prozesse saussuritisiert und titanitisiert wurde. —

Aigirinolith (Aigirinaugit-Titanit-Magnetitfels) auf der Viehbichkoppe bei Waldeck.

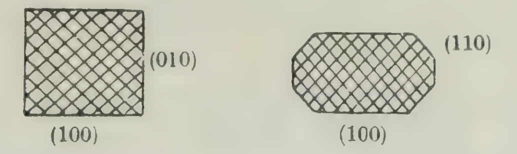
Die oben geschilderten Eisenerzschürfungen (Stollen) sind sowohl auf dem eisenreichen Titanolith sowie auf diesem eisenschwarzen Gestein mit hohem Magnetitgehalt umgegangen; die Handstufen zu den folgenden Untersuchungen wurden derselben Stollenhalde entnommen, von wo der Titanolith herrührt. Makroskopisch und unter Mithilfe des binok. Mikr. sind als wesentliche Komponenten ein schwarzer Pyroxen und viel Magnetit erkannt worden, der Feldspat scheint ganz zu fehlen oder ist nur spärlich vertreten. Unter diesen Komponenten gleichsam als Grundmasse bemerkt man erbsen- bis haselnußgroße rundkörnige Einsprenglinge, welche sich wesentlich als Konkretionen von Titanit (Var. Grothit) darstellen. Infolge seines Reichtums an Magnetit ist das Gestein im hohen Grade polarmagnetisch, wie ich mich mit Hilfe der Magnetnadel überzeugt habe, kein anderes der bisher untersuchten Gesteine erzielte einen solch großen Ausschlag der Magnetnadel, welche alsbald in eine rotierende Bewegung kam.

Es konnte ferner festgestellt werden, daß der als Hauptgemengteil herrschende Pyroxen pechschwarz bis schwarzbraun gefärbt ist, spaltbar, sehr vollkommen nach (110), lamellar abgesondert nach (100), jedoch in absätzigen Rissen, metallartig schillernder Glanz auf letzterer Fläche, sonst ausgezeichneter Glasglanz. Häufig dicke und kurze Prismen begrenzt von $\infty P \infty$ (100) . $\infty P \infty$ (010)

im Gleichgewicht, aber auch lange, flachgedrückte Prismen der charakteristischen Kombinationsform: herrschendes $\infty \bar{P} \infty$ (100) mit kleinen $\infty \breve{P} \infty$ (010) und noch kleineren oder fehlenden ∞P (110) (siehe Fig. 34). Spaltblättchen davon sind stark pleochroitisch $c = \mathfrak{a}$ rubinrot oder braunrot, $b = \mathfrak{b}$ rötlichbraun oder gelblichbraun, $a = \mathfrak{c}$ bräunlichgelb. Nach diesen charakteristischen Merkmalen handelt es sich wohl um Aigirinaugit, was auch im Dünnschliff bestätigt wird. Der schwarze Pyroxen ist, wie gesagt, vorherrschend und bildet hypidiomorphkörnige Gemenge kreuz und quer gelagerter kleinster feinfaseriger Prismen, die filzig verwachsen erscheinen. — Da und dort gesellt sich in untergeordneter Menge noch ein zweiter monokliner Pyroxen hinzu, welcher durch seine gelbgrünen bis olivengrünen Farbentöne und seine großblätterige Textur nach (100) wahrscheinlich dem Diallag nahe steht? — In anderen Stufen ist noch ein dritter, und zwar rhombischer Pyroxen ebenfalls als Nebengemengteil beobachtet worden, derselbe zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110), unvollkommene Spaltung nach (010) sowie auch vollkommene Teilbarkeit nach (100), was dessen breitstengeliges bis feinfaseriges

Fig. 34.

Makroskopische Aigirinaugitschnitte nach (001).



Gefüge bedingt, seine Farbe ist im Rückstrahllicht weingelb, im Durchstrahllicht blaßgelblich bis farblos ohne Pleochroismus, daher dieser Pyroxen wahrscheinlich zum Enstatit gehört? Diallag und Enstatit wurden in den Dünnschliffen nicht bestätigt, doch ist die Zahl der Stufen, welche u. d. binok. M. an Streupräparaten untersucht wurden, weit größer. — Der zweite Hauptgemengteil, das ist eisenschwarzer, stark metallischglänzender Magnetit, kommt in groben Körnern und gleichgroßen Kristallen der Formen ∞O (110) und $\infty O \infty$ (100) ausgebildet vor; auch Zwillingsbildung nach O (111) öfters zu sehen, sie bedingt schalige Absonderung. — Außerdem wurde die Gegenwart von rhomboedrischem Titaneisenerz (Ilmenit) festgestellt, das sich durch seine deutliche schalige Absonderung nach R $(10\bar{1}0)$ zu erkennen gab; dasselbe erscheint stark metallischglänzend, undurchsichtig, kastanienbraun, es ist als derbe Partien nestförmig im Gestein ausgeschieden. In seiner Begleitung befinden sich allenthalben verbreitet Rutilaggregate, gelb und fuchsrot, meist Körnerhaufen, selten Säulchen. —

Der Titanit (Grothit) als dritter Hauptgemengteil kommt nicht nur in den eingangs erwähnten bis haselnußgroßen Einsprenglingen ovoider Form in dem Aigirinaugit-Magnetitgemenge als Grundmasse vor, sondern es gelangten auch langgestreckte Kristalloide

und rotbraune Körner des Grothits zur Beobachtung, häufig mit Rutil innig verwachsen.

Der Feldspat ist nur spärlich und in kleinen Körnern im Gesteinsgewebe anwesend, er scheint glasklar bis weiß und dürfte dem Plagioklas angehören. In anderen besonders magnetitreichen Stufen wurde die Menge des Plagioklases erheblich größer gefunden, dagegen der Aigirinaugit zurücktritt; zu dem reichlich vertretenen Titanit gesellt sich mehr Rutil; die Struktur nimmt sodann immer mehr einen ausgeprägt sideronitischen Charakter an, welche in dem bloß aus Magnetit und Plagioklas bestehenden hypidiomorphkörnigen Gemenge den entgegengesetzten Pol erreicht. Das Gestein erscheint dann feinkörnig und eisenschwarz, einem Magneteisenerz vollständig gleich oder es wird grobkörnig, schwarzfleckig und man sieht in einer Grundmasse von grobkörnigem Plagioklas grobe Kristalle und Körner von Magnetit mehr oder weniger dicht eingesprengt, worin außerdem schwefelgelber Titanit (Var. Sphen eingewachsen ist.

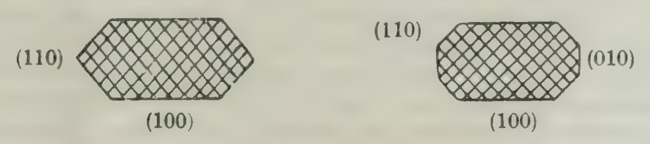
Dünnschliffanalyse des Aigirinolith von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

U. d. P. M. im Dünnschliff erkennen wir mit Sicherheit diesen neuentdeckten Alkalipyroxenit als eine seltene und merkwürdige Kombination folgender Hauptgemengteile, und zwar steht der Aigirinaugit mit seinen idiomorphen Kristallen hinsichtlich der Menge an erster Stelle, hierauf folgen große kugelige und ovoide Körner von kupferrotem Titanit und die dritte Stelle nehmen große und kleine Kristalle von Magnetit ein; als Nebengemengteil tritt gemeine grüne Hornblende mit den drei genannten Hauptgemengteilen innig verwachsen auf. — Die Struktur ist allgemein eine richtungslos idiomorph-körnige, zum Teil aber bei Anreicherung des Magnetits eine sideronitische und wollen wir dieses hochwichtige Gestein nach seinem vorherrschenden Bestandteil kurz Aigirinolith benennen.

Der Aigirinaugit ist im Schliff grünbraun im Auffallicht, hellbräunlich im Durchfallicht; der Pleochroismus ist $\mathfrak{a}$ hellbraun, $\mathfrak{b}$ tief dunkelbraun, $\mathfrak{c}$ braünlichgelb; seine Kristalle sind kurz säulenförmig,

Fig. 35.

Mikroskopische Aigirinaugitschnitte nach (001).



mehr oder weniger stark durch (100) abgeplattet und kantengerundet, begrenzt von $\infty \bar{P} \infty$ (100) vorherrschend, $\infty \breve{P} \infty$ (010) klein oder auch fehlend und schmalen ∞P (110); ausgezeichnete polysynthetische Zwillingsbildung durch viele parallel (100) eingeschaltete Lamellen. In den zahlreichen Basisschnitten konstatieren wir sehr

vollkommene Spaltbarkeit nach (110), welche sich bis zur Feinfaserigkeit steigern kann und vollkommene Teilbarkeit nach (100), jedoch nicht immer vorhanden; in den Längsschnitten sehen wir viele scharf markierte Längsrisse, zuweilen Feinfaserigkeit annehmend. Starke Licht- und Doppelbrechung, und zwar ist die letztere nach Maßgabe der höchsten violetten Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}035$; aus den wechselnden Interferenzfarben von Violett und Grün II. Ordnung erkennt man das schwankende Verhältnis der Augit- zu den Aigirinmolekülen. Achsenebene ist (010), $b = \mathfrak{b}$, $c : a = \sphericalangle 28^0$ im spitzen Winkel β, die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Schnitten nach (010) im Mittelwert $a : c = \sphericalangle 62^0$ im stumpfen Winkel β gemessen. Die in einzelnen Kristallen beobachtete Auslöschungsschiefe schwankte von 55 bis 60 und 66⁰; im seltenen Falle sogar bis 79⁰, was auf die Zunahme der Aigirinmoleküle schließen läßt, wodurch das Mineral dem reinen Aigirin sich nähert.

Der Aigirinaugit ist häufig mit gemeiner grüner Hornblende innig verwachsen und umwachsen; letztere ist sekundär aus dem Aigirinaugit hervorgegangen, was sich darin zweifellos ausspricht, daß einzelne der nach (100) eingeschobenen Zwillingslamellen bereits in Hornblende umgewandelt, während alle übrigen noch als frischer Aigirinaugit erhalten sind. Häufig sind Kristalle an dem einen Ende oder die erste Hälfte noch Aigirinaugit, während das andere Ende oder die zweite Hälfte bereits in Hornblende umgewandelt erscheint. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß der Aigirinaugit sehr zahlreiche Magnetitkristalle eingesprengt enthält.

Zuweilen erblickt man zerbrochene Kristalle von Aigirinaugit, wobei die Bruchstücke verschoben wurden und die Bruchkluft durch Bruchstücke und Zerreibsel von Aigirinaugit und Magnetit ausgefüllt wurde; stellenweise kommt es bis zur Ausbildung von Mörtelstruktur.

Die großen Titanit-Kugeln und -Ovoide erscheinen im Dünnschliff intensiv kupferrot oder rötlichgelb, durchsichtig in solchen Partien, wo Einschlüsse fehlen. Die starke Lichtbrechung ist nicht so hoch als in dem farblosen Titanit, schätzungsweise ungefähr von 1·90 bis 1·98, demzufolge auch das weniger hohe Relief und verminderte Rauheit der Oberfläche und weniger starke randliche Totalreflexion; die starke Doppelbrechung ist nach Maßgabe der Interferenzfaben $\gamma - \alpha = 0{\cdot}090$; außerdem starke Dispersion der optischen Achsen $\rho > \upsilon$, der scheinbare Achsenwinkel für Rot ist zirka 54⁰, der für Violett zirka 33⁰, infolgedessen löschen schief gegen die Achsenebene gerichtete Schnitte im weißen Licht in keiner Stellung mehr aus. Unser Titanit läßt Kristalle vermissen, derselbe zeigt jedoch da und dort zwei Arten grober Spaltrisse, welche auf die bekannte Spaltbarkeit des Titanits hinweisen. Diesem Verhalten zufolge müssen wir diesen Titanit zur Varietät Grothit stellen.

Obwohl der Titanit in Eruptivgesteinen sonst als erstes Ausscheidungsprodukt gilt, ist er dessenungeachtet zumeist voll von Einschlüssen, und zwar sehr viele strichartige Leistchen und Haare von Rutil, außerdem ist er mit Ilmenit stark eingesprengt und mit Punkteinschlüssen des letzteren erfüllt. Von besonderem Interesse

ist die innige Verwachsung von Titanit mit der saftgrünen trichroitischen Hornblende, welche jedoch auch in diesem Falle aus dem Aigirinaugit entstanden ist, welchen Umwandlungsprozeß man insbesondere an der Peripherie der großen Grothitovoide verfolgen kann, wo die Aigirinaugite gegen erstere vorstoßen und dort der Amphibolitisierung unterliegen. Auch inmitten des Grothits trifft man ganz oder teilweise unversehrte Aigirinaugite.

Im Titanit ausgeschieden wurden ferner ausgebreitete Aggregate beobachtet, bestehend aus winzigen oktaedrischen und dodekaedrischen Kriställchen sowie unregelmäßigen Körnchen, welche im Dünnschliff farblos sind, Diamantglanz sowie starke Lichtbrechung $n = 2{\cdot}38$ besitzen; bei gekreuzten Nicols sind wohl diese Kriställchen isotrop und zeigen auch Zweiachsigkeit und Aggregatpolarisation in sehr niedrigen Interferenzfarben; mit dem Gipsblattkompensator erkennt man alsdann die überaus schwache Doppelbrechung dieser optisch anomalen Individuen etwas deutlicher, der Charakter des Minerals ist optisch positiv. Diesem Verhalten zufolge gehört das Mineral zum Perowskit, von dem die Tatsache bekannt ist, daß er zuweilen aus dem Titanit hervorgeht.

Der Magnetit bildet, wie erwähnt, den dritten Hauptgemengteil; er umkränzt die Titanitkugeln und umschließt große Mengen von Aigirinaugit, alsdann die Struktur sideronitisch erscheint, dabei der Magnetit eine Art Netz bildet, in dessen Maschen die anderen Gemengteile liegen; anderseits liegt er als erstes Ausscheidungsprodukt inmitten des Aigirinaugits, er umwächst ein- oder allseitig die Aigirinaugite und die aus letzteren hervorgegangenen Hornblenden. Auch ist die automorphe Gestaltung des Magnetits hervorzuheben; seine Durchschnitte verweisen zumeist auf O (111), $\infty O \infty$ (100) und ∞O (110) und der aus diesen Einzelformen zusammengesetzten Haufwerke und andere unregelmäßige Körnerhaufen, so daß wir nach allem schließen, seine Bildungsperiode muß bis zum Schlusse der Gesteinsverfestigung angedauert haben. Zufolge obenerwähnter Erscheinung, daß unser Aigirinaugit in großer Menge mit automorpher Begrenzung vom Magnetit rings umschlossen wird, rührt daher, weil dieser Magnetit noch zur Zeit der Silikatausscheidung gediegenes Eisen im geschmolzenen Zustande war.

Die gemeine Hornblende besitzt im Dünnschliff eine satte grasgrüne Farbe und ist, wie bereits oben auseinandergesetzt, sekundär aus dem Aigirinaugit hervorgegangen; der starke Pleochroismus ist $\mathfrak{a}$ gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ grasgrün und $\mathfrak{c}$ blaugrün bis olivengrün, welche Eigenfarben so stark sind, daß sie die Interferenzfarben vollständig verdecken. Wie man sich an den Basisschnitten leicht überzeugen kann, herrscht vollkommene Spaltbarkeit nach dem Hornblendeprisma von $124^0 30'$; die Lichtbrechung ist mittelstark, die Doppelbrechung wegen starker Eigenfarbe nicht feststellbar. Die Auslöschungsschiefe gegen die Säulentrasse und die Spaltrisse beträgt im Mittel zahlreicher Messungen auf (010) $c : \mathfrak{c} = \sphericalangle 24^0$ im spitzen Winkel β, welcher abnormal hohen Wert auf die Beimischung von Alkalimolekülen des Aigirinaugits schließen läßt, wodurch ein Uebergangsglied nach den Alkaliamphibolen entsteht; dasselbe ist nach den oben festgestellten

Merkmalen dem Hastingsit einzuverleiben, wie solcher gern in Alkalisyeniten vorzukommen pflegt.

Eine chemische Analyse dieses neuen merkwürdigen Alkalipyroxenits liegt bislang leider nicht vor. —

Hochwichtig ist die gelungene Feststellung von Mittelgliedern oder Zwischenstufen in der Gesteinsentwicklung, beziehungsweise der magmatischen Differenziation, und zwar vollziehen sich die Uebergänge aus dem in Rede stehenden Gestein nach dem Titanolith in der Weise, daß sich im letzteren Aigirinaugit als Gemengteil einfindet, der an Menge stetig zunimmt und man sieht alsdann seine pechschwarzen mattglänzenden Prismen kreuz und quer zusammengehäuft im Gestein umherliegen oder zu Strähnen geordnet dahinfließen. Die Prismen desselben sind meist quadratisch, aber auch durch Vorherrschen von (100) flachgedrückt, die Spaltung nach (110) mit amphibolartiger Vollkommenheit.

An den gedachten Aggregaten des Aigirinaugits beobachtete ich eine im Gestein weit verbreitete Umwandlung in rabenschwarzen kleinschuppigen Biotit, ausgezeichnet durch vollkommene Spaltbarkeit nach (001) und metallartigem Perlmutterglanz auf dieser Fläche, mit kleiner Auslöschungsschiefe gegen die Spaltrisse wie in Alkaligesteinen und großen $2\,E$ wie am tiefgefärbten Biotit. Eine untergeordnete Modifikation solchen sekundären Biotits ist rotbraun und durchsichtig. N. V. Ussing beobachtete ebenfalls die Umwandlung des Aigirinaugits in Biotit und Zeolithe in norwegischen Eläolithsyeniten.

Auf solche Weise entsteht ein Mischgestein, das in der Mitte zwischen den beiden Typen Titanolith und Aigirinolith liegt. Zahlreiche Handstufen des ersteren zeigen auf der oberen Hälfte Aigirinaugit als Hauptgemengteil neben viel Biotit sekundär aus letzterem entstanden, während der Diallag an Menge abnimmt; dagegen die untere Hälfte solcher Handsteine bereits aus echtem magnetitreichem Titanolith besteht. Oefters sieht man Streifen und Schmitze von Aigirinolith dem Titanolith eingeschaltet und darin weiterhin wieder verschwinden.

Die Zugehörigkeit des Aigirinoliths zu den Alkaligesteinen erscheint durch die dominierende Beteiligung von Alkalipyroxenen und Alkaliamphibolen auch ohne Analyse hinreichend begründet. Es ist dies eine ultrabasische eisenreiche Ausscheidung eines ossexitischen Magmas, feldspatarm oder feldspatfrei, reich an Aigirinaugit, Magnetit und Titanit als Hauptgemengteilen. Die gedachte alkalipyroxenitische Gesteinsmasse des Aigirinoliths dürfte der zentrale Kern (oder Schlieren) in dem Hauptgestein, und zwar dem bereits oben geschilderten Titanolith als äußere Schale zu betrachten sein. —

Am Schlusse dieser Ausführungen angelangt, muß nochmals hervorgehoben werden, daß im Vorstehenden die lange Reihe der Pyroxenite und Peridotite, welche unseren Dioritgabbrogang gleich Satelliten umschwärmen, bei weitem noch nicht erschöpft ist und bleiben weitere Feldesaufnahmen und Untersuchungen künftiger

Forscherarbeit vorbehalten. Die Lage dieser ultrabasischen Stockgesteine bezw. ihrer Serpentinfelse beider Flügel unseres Schiefermantels, ist aus der angeschlossenen geologischen Karte Tafel I ersichtlich.

Inhaltsverzeichnis.

I. Teil.

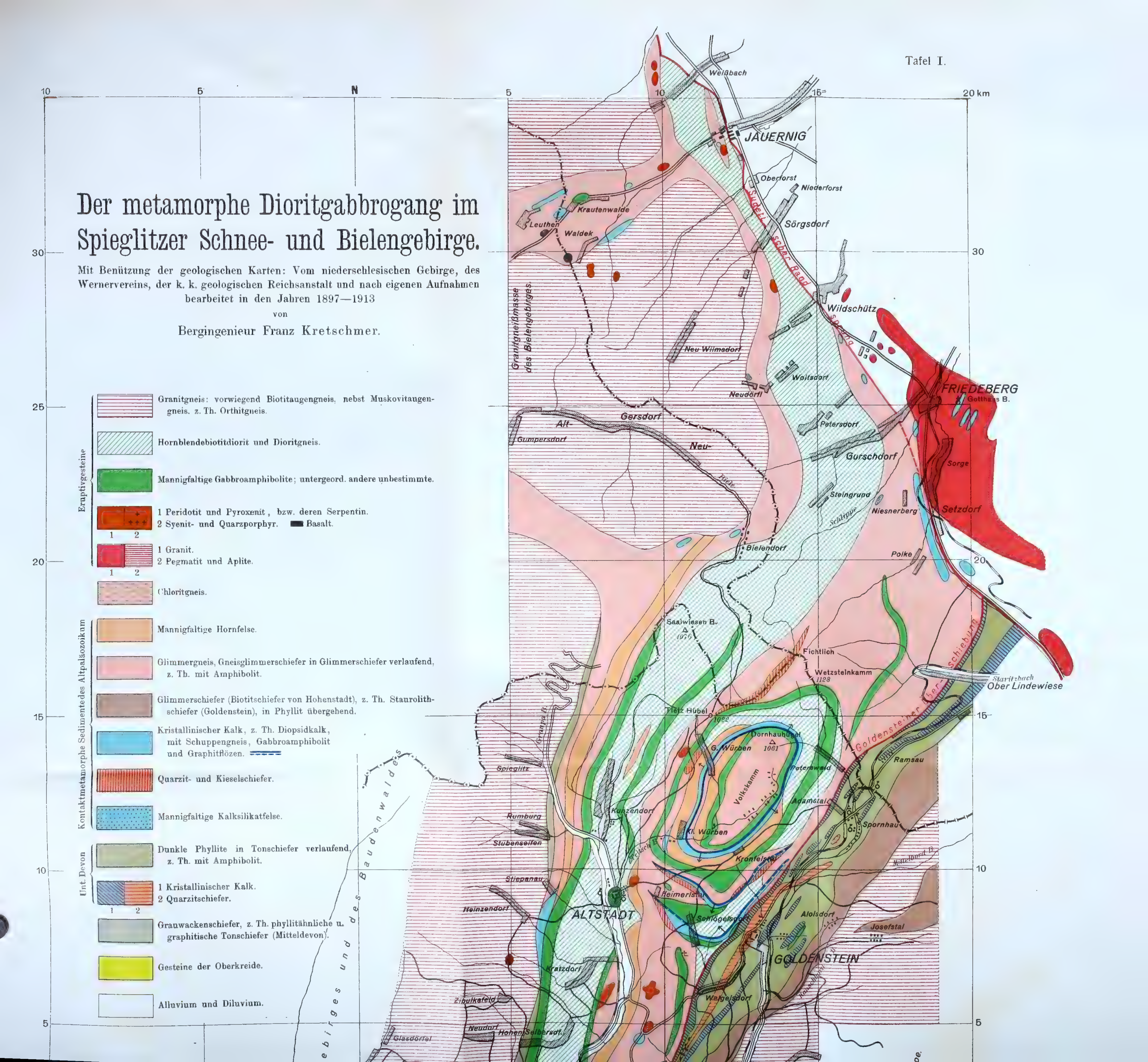
Der dioritisch-gabbroide Ganglakkolith.

II. Teil.

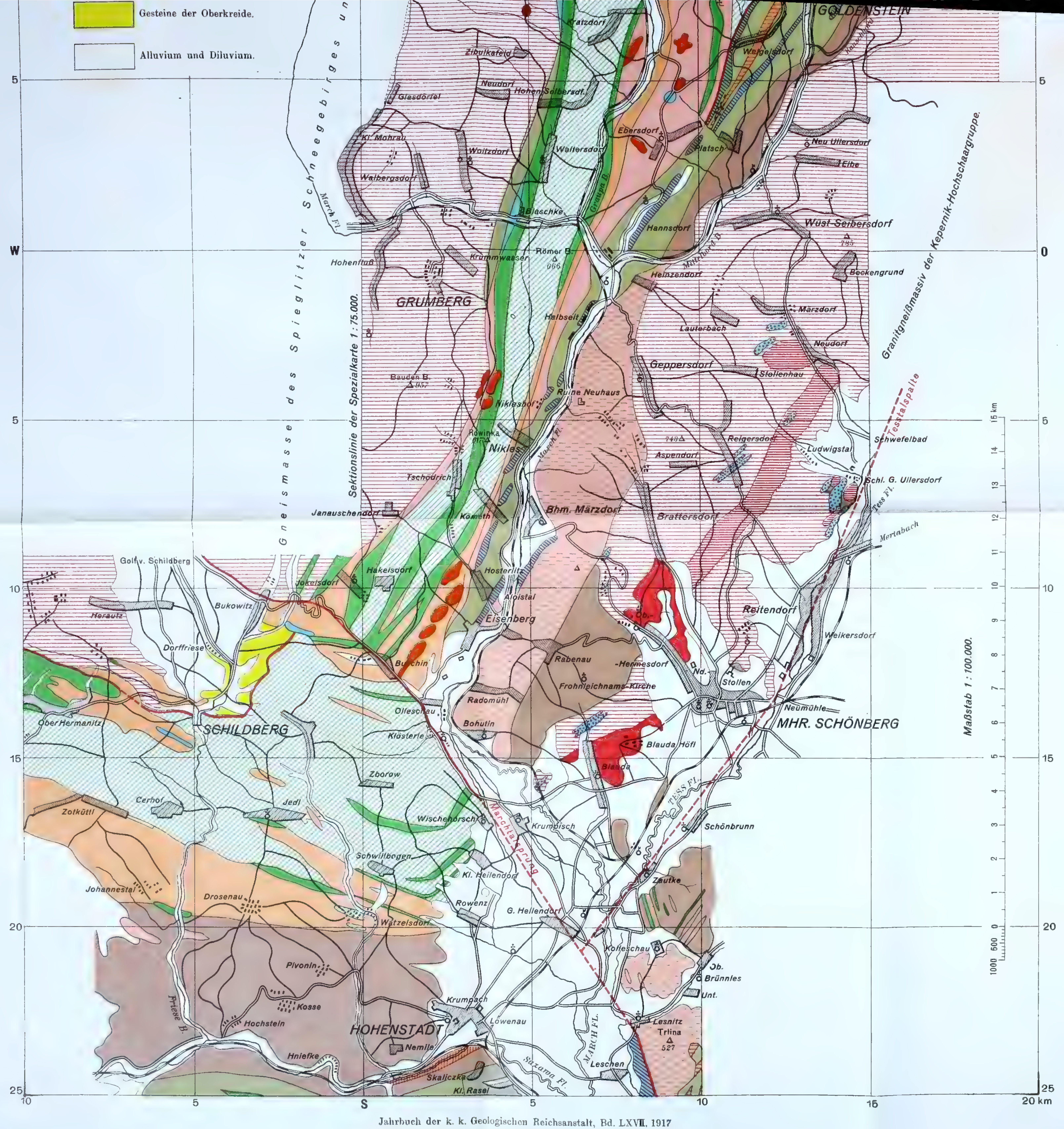
Ultrabasische Stockgesteine des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen.

Seite

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.



Tafel I.
Der metamorphe Dioritgabbrogang im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge.
Mit Benützung der geologischen Karten: Vom niederschlesischen Gebirge, des Wernervereins, der k. k. geologischen Reichsanstalt und nach eigenen Aufnahmen bearbeitet in den Jahren 1897—1913
von
Bergingenieur Franz Kretschmer.
Eruptivgesteine
Granitgneis: vorwiegend Biotitaugengneis, nebst Muskovitaugengneis, z. Th. Orthitgneis.
Hornblendebiotitdiorit und Dioritgneis.
Mannigfaltige Gabbroamphibolite; untergeord. andere unbestimmte.
1 Peridotit und Pyroxenit, bzw. deren Serpentin.
2 Syenit- und Quarzporphyr.
Basalt.
1 Granit.
2 Pegmatit und Aplite.
Chloritgneis.
Kontaktmetamorphe Sedimente des Altpaläozoikum
Mannigfaltige Hornfelse.
Glimmergneis, Gneisglimmerschiefer in Glimmerschiefer verlaufend, z. Th. mit Amphibolit.
Glimmerschiefer (Biotitschiefer von Hohenstadt), z. Th. Staurolithschiefer (Goldenstein), in Phyllit übergehend.
Kristallinischer Kalk, z. Th. Diopsidkalk, mit Schuppengneis, Gabbroamphibolit und Graphitflözen.
Quarzit- und Kieselschiefer.
Mannigfaltige Kalksilikatfelse.
Unt. Devon
Dunkle Phyllite in Tonschiefer verlaufend, z. Th. mit Amphibolit.
1 Kristallinischer Kalk.
2 Quarzitschiefer.
Grauwackenschiefer, z. Th. phyllitähnliche u. graphitische Tonschiefer (Mitteldevon).
Gesteine der Oberkreide.
Alluvium und Diluvium.
N
20 km
Granitgneißmasse des Bielengebirges
Weißbach
JAUERNIG
Oberforst
Niederforst
Sörgsdorf
Krautenwalde
Leuthen
Waldek
Wildschütz
Neu Wilmsdorf
Woitsdorf
Neudörfl
FRIEDEBERG
Gotthaus B.
Petersdorf
Alt-
Gersdorf
Gumpersdorf
Neu-
Gurschdorf
Sorge
Steingrund
Niesnerberg
Setzdorf
Bielendorf
Polke
Saalwiesen B.
Fichtlich
Wetzsteinkamm
1128
Ober Lindewiese
Tietz Hübel
1022
Dornhauhügel
1061
G. Würben
Peterswald
Ramsau
Spieglitz
Volkskamm
Adamstal
Kunzendorf
Rumburg
Spornhau
Kl. Würben
Stubenseifen
Kronfelstal
Stiepanau
Heimerlstal
ALTSTADT
Heinzendorf
Schlögelsdorf
Aloisdorf
Josefstal
GOLDENSTEIN
Kratzdorf
Weigelsdorf
Zibulkafeld
Neudorf
Hohen Seibersdf.
Glasdörfel
Gebirges und des Baudenwaldes
Goldensteiner Überschiebung
Mittelbord B.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII, 1917
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institut.



Inhalt.

1. Heft.

*

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Ausgegeben im Mai 1918.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1917. LXVII. BAND.

2. Heft.



Wien, 1918.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Die Eiszeit in der Czarnohora*).

Von Dr. Stanisław Pawłowski.

(Mit einer Kartenskizze.)

Czarnohora, die schöne Gebirgsgruppe der Ostkarpathen, wird begrenzt: im W durch den Tatarenpaß (931 *m*), im O durch den tiefer gelegenen Teil des Hauptrückens (südlich vom Berge Waskuł), welcher an dieser Stelle die Höhe von 1342 *m* kaum erreicht (vgl. die Spezialkarte 1 : 75.000, Bogdan).

Der Hauptrücken der Czarnohora (siehe die nachstehende Kartenskizze), welcher über 30 *km* mißt, zieht sich in sanft gebogener Linie von NW nach SO; aber auch in der Vertikalrichtung zeigt die Kammlinie schwache Entwicklung und geringe Gestaltung. Die Czarnohora beginnt im W mit dem Szesaberg (1564 *m*) und endet im O mit dem Gropa (1773 *m*). Zwischen diesen beiden Bergen ragen die kegelförmigen Gipfel folgender Bergspitzen von W angefangen: Pietros (2022 *m*), Howerla (2058 *m*), Breskuł (1911 *m*), Pożyżewski (1822 *m*), Dancerz (1866 *m*), Turkuł (1935 *m*), der Große Tomnatyk (1997 *m*), Łemska Hora (2036 *m*), Munczel (2002 *m*), Pop Iwan (2026 *m*). Die niedrigsten Pässe zwischen den aufgezählten Bergspitzen erreichen folgende Höhen: 1469 *m*, 1462 *m*, 1824 *m*, 1765 *m*, 1734 *m*, 1788 *m*, 1782 *m*, 1919 *m*, 1815 *m*, 1690 *m*. Wir sehen also, daß auf der Strecke von der Howerla zum Pop Iwan der Hauptkamm nicht unter 1700 *m* fällt. Es ist ein Gebirgswall von kompakter und wenig zerrissener Struktur. Der Pietros hingegen, welcher durch einen tiefen Einschnitt (zirka 1500 *m*) von der Howerla geschieden ist, steht gleichsam abseits und bewahrt hierdurch seine in die Augen fallende Individualität.

Von dem Hauptrücken der Czarnohora zweigen sich nach N und S, gewöhnlich unter einem rechten Winkel, zahlreiche Glieder ab, welche zugleich die Wasserscheiden für die Bäche bilden, die von der Czarnohora herabfließen. Diese Bäche aber sind die oberen Quellenarme des Pruth, des Czeremosz und der Theiß, deren dichte Wasseräderchen die Czarnohora umspannten und indem sie sich quer zum Hauptrücken eingruben, gaben sie ihr das gegenwärtige landschaftliche Gepräge.

Die nordwestlichen, westlichen und südwestlichen Hänge nahm die Theiß ein, die nördlichen, östlichen und südöstlichen Hänge der Pruth und sein Nebenfluß Czeremosz. Besonders zu erwähnen ist von

*) Vgl. Literaturverzeichnis Nr. 39.

den linken Zuflüssen des Schwarzen Czeremosz der Bystrzec mit den Bächen Gadżyna und Kicia, außerdem die Dżembronia mit dem Skorusznybach und der Szybeny mit den Zuflüssen Pohorylec, Gropa und Regieski, ferner von den Zuflüssen der Weißen Theiß der Balzatul, Brebenieskul und die Howerla sowie der Bogdan, von den Zuflüssen der Schwarzen Theiß der Kewelebach mit dem Sumieski, die Łopuszanka und die Laszczyna mit dem Koźmieskibach.

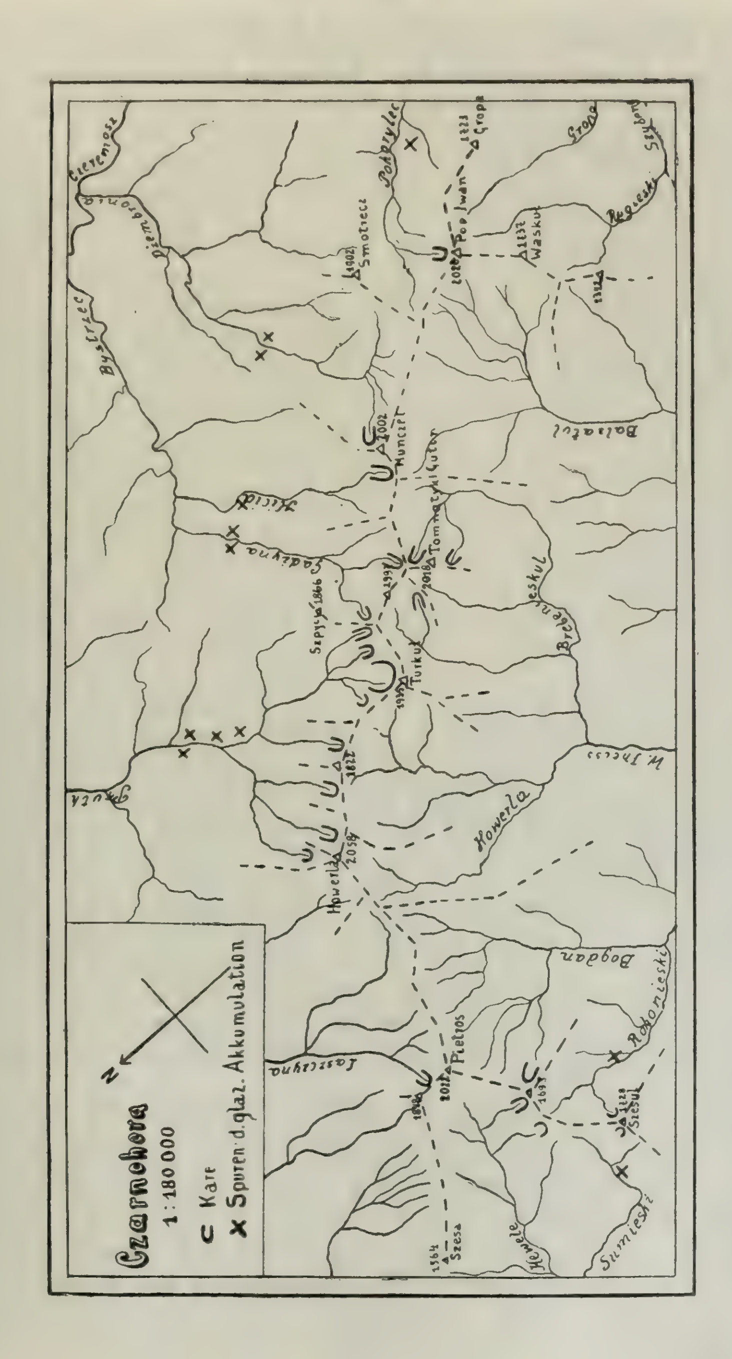
In der Entwicklung des Flußnetzes in der Czarnohora kann man verhältnismäßig geringe Neigung zur Bildung von Längstälern beobachten, welche doch das Entstehen gewaltiger Gletscherzüge so sehr begünstigen. Mit Ausnahme gewisser Teile des Pruthtales, des Schwarzen Czeremosz nebst Zuflüssen (zum Beispiel Bystrzec, Dżembronia) und der oberen Theiß ist der überwiegende Teil der Täler Quertäler. Jene Täler sind dadurch gekennzeichnet, daß auf den Nord- und Südosthängen der Czarnohora sie parallel verlaufen, und zwar oft in nicht großer Entfernung voneinander, auf der Südseite hingegen laufen sie fächerförmig in einem Punkte zusammen, indem sie große, durch ihre Form auffallende Sammeltrichter bilden (zum Beispiel Balzatul, Brebenieskul, Bogdan). Auf der Nordseite sind solche Sammeltrichter selten (zum Beispiel Pruth). Das war gewiß nicht ohne Einfluß auf die Entstehung gerade auf dieser Seite von vereinzelten Gletscherzungen.

Der allgemeine Charakter der Täler ist derartig, daß auf den Südhängen ausgebreitete, tief eingeschnittene, abschüssige und lange Klamme vorwiegen, im Norden hingegen sind die Formen der Talgründe und Abhänge bei weitem sanfter und zugänglicher. Dadurch wird die Tatsache erklärlich, daß im Nordosten die Czarnohora dichter und öfter vom Menschen bewohnt wird, als im Südwesten. Der Unterschied zwischen den Tälern der Nord- und Südseite der Czarnohora wird vor allem durch das Gefälle angegeben, das für deren obersten Teile berechnet wurde. So zum Beispiel beträgt auf dem Nordabhang das Gefälle des Pruth Zaroślacki bis zur Mündung des Foreszczenkabaches 91‰, dagegen das Gefälle des Howerlabaches auf der Südseite bis zu seiner Einmündung in den Brebenieskul 121·6‰.

Schließlich ist in der Entwicklung des Wassernetzes der Czarnohora die Erscheinung der Verschiebung der Wasserscheide auf dem West- und Ostflügel der Czarnohora erwähnenswert, und zwar im W zugunsten der Schwarzen Theiß, im O zugunsten des Schwarzen Czeremosz. Daher muß man die Schwarze Theiß mit dem Czeremosz vergleichen, wogegen die Weiße Theiß mehr dem Pruth entspricht.

Der geologische Bau der Czarnohora bietet nicht minder interessante Probleme, wie die anderen Teile der Karpathen. Das Verdienst, diesen erforscht zu haben, gebührt, wenn wir von älteren Arbeiten Alths und Hauers absehen, Tietze und Paul, Łomnicki M., besonders aber Zapałowicz, ferner Zuber, schließlich Posewitz.

Nach der Ansicht von Zapałowicz (Literaturverz. 12) stellt der Westteil der Czarnohora, das ist der Pietros samt seinen seitlichen Abzweigungen, dem Szesul und der Szesa, untere und obere Kreide dar. In der unteren Kreide unterschied Zapałowicz Hieroglyphen- und


Czarnohora
1 : 180 000
Kare
Spuren d. glaz. Akkumulation
N
Howerla
Pietros
Turkul
Smotrecz
Munczel
Pop Iwan
Szpyci 1866
Szesa
Bogdan
Balzatul
Jeskul
W. Inczes
Prut

Inoceramen-Schichten, Sandsteine und Konglomerate, in der oberen Kreide Konglomerate und Exogyrensandsteine. Außerdem stellte er an einigen Stellen Jurakalk fest, indem er diesen als Klippen vorfand. Das bisher unbekannte Auftreten von Eruptivgesteinen haben wir mit H. Dr. M. Goldschlag (38) während eines mehrtägigen Ausfluges östlich von Szesul gefunden. Die Kreide dehnt sich als breiter Lappen südlich vom Hauptkamm aus, geht jedoch nirgends über die Linie hinaus, welche durch den Paß zwischen dem Pietros und der Howerla sowie durch den Szybenybach bestimmt wird. Südlich von dieser Linie unterschied Zapałowicz unteroligocäne Schiefer (Menilitschiefer) und oberoligocänen Magurasandstein.

Zuber (10, 14), dessen Aufnahmen gleichzeitig und unabhängig von Zapałowicz stattfanden, unterschied in dem tertiären Anteile der Czarnohora vor allem *a*) Menilitschiefer, dazwischen Bänke von Hornstein- und Sandsteinschichten, und zwar feinkörniger Sandsteine, ferner grauen Mergel. *b*) Das Oberoligocän repräsentiert der mächtig entwickelte Magurasandstein; es ist dies dickschichtiger Sandstein, mit deutlichen Schichten, hell, grobkörnig. Stellenweise geht er in Konglomerate über, oder es wiederholen sich zwischen seinen Schichten Zwischenlagen von dunklen Schiefern, untermischt mit Sandstein und Sphärosideriten. Dies ist — nach Zubers Ansicht — eine gleichalterige Abart der Maguraformation (die sogenannten Schipoter Schichten Pauls). Zapałowicz bezeichnet diese Schiefer als zum unteren Oligocän gehörig.

Die obersten Spitzen und Grate der Czarnohora sowie der Hauptkamm bestehen aus Sandstein, im Westen oberkretazäischen Alters, im Osten, von der Howerla beginnend, aus Magurasandstein. Hier und dort auf den Nordosthängen sieht man öfters Schiefereinlagerungen durch dünne Sandsteinschichten geschieden. Anderswo geht hingegen der Sandstein in Konglomerat über. Zapałowicz unterscheidet einen schmalen Schieferstreifen an den Gipfeln, welcher sich von der Howerla bis zum Smotrecz windet. Das Hauptgebiet der Schieferentwicklung bilden jedoch die unteren Partien des Czarnohorarückens, besonders seine nordöstlichen Hänge. Schwarze oder rote Schiefer, ourch dünne Sandsteinschichten geschieden, ziehen sich in breiter Zdne von der Schwarzen Theiß bis zum Czeremosz hin. Nur die höchsten Spitzen des Skoruszny, der beiden Mariszewski, der Koźmieski, bestehen aus Sandstein.

Die untere Schieferzone, sonst einwandfrei auf der Karte Zapałowicz' zur Darstellung gebracht, muß nur an einigen Stellen höher geführt werden, zum Beispiel im Gropatal, im Radulgebiet, hingegen im Flußgebiet des Pruth mit dem oberen Streifen verbunden werden. Wenngleich auch unten die Schiefer überwiegen, was man sogar im Bereiche der unteren Kreide am Fuße des Pietros verfolgen könne, so ist gegen O das Uebergewicht der Schiefermassen ganz unbestritten. Diese bedeutende Schieferentwicklung am Fuße der Czarnohora ist von ganz besonderem Einfluß für das Landschaftsbild.

Die Schichten fallen auf der Czarnohora vorwiegend nach S und SW ab, wogegen sie mit ihren Köpfen nach N und NO ragen. Dieses

ständige Fallen nach S läßt sehr leicht die Vorstellung einer Ueberschiebungsdecke auf der Czarnohora entstehen.

Der Einfluß der tektonischen und petrographischen Faktoren auf die Formen des Terrains ist in der Czarnohora unzweifelhaft. Nach N und SO auslaufende Schichten des Kreidesandsteins zeigen die Tendenz zum Rutschen, wie auf dem Pietros; in den Gebieten hinwiederum, welche durch den Magurasandstein eingenommen sind, bilden sie hier und dort steile Wände und Hänge, Rippen und felsige Grate. Die nach S und SW geneigten Schichten leuchten oft wie abgewetzte, steile Wände (zum Beispiel auf der Howerla und dem Balzatul) und formen sich zu weiten, dem Kamm benachbarten Flächen oder zu langen Armen. Dadurch sind bessere Vorbedingungen für die Entstehung gewisser typischer kesselartiger Vertiefungen auf der Nordseite der Czarnohora gegeben, als auf der Südwestseite, wie das übrigens mit Recht Zapałowicz bemerkt hat. Dieser Autor geht doch zu weit, wenn er der Tektonik die Hauprolle in der Entstehung der Rücken und Täler auf den Nordosthängen spielen läßt.

Die petrographische Zusammensetzung der Gesteine entscheidet hingegen über Stil und Aussehen der Formen. Ihr ist auch der übermächtige Einfluß zuzuschreiben, um so mehr, da genannte Erscheinung nirgends mit solcher Präzision, wie gerade in der Czarnohora auftritt. Zuerst bemerkte das Zuber. Es besteht kein Zweifel darüber, daß die harten Partien des Magurasandsteines beigetragen haben, die Kämme und Gipfel zu erhalten. Die Hauptmasse der Czarnohora und ihrer Arme, und sogar des parallel zur Czarnohora verlaufenden Zuges Koźmieska—Mariszewska und Kukuł—Kostrycza setzt sich aus diesem Gestein zusammen. Merkwürdig ist es, daß die Arme an einer bestimmten Linie enden, welche an den Nordosthängen der Czarnohora sich durch steile Abhänge kennzeichnen. In die Linie fallen auch die Karstufen und Kartreppen, welche die oberen Teile der Täler abschließen. In der tiefen Rinne zwischen dem Hauptkamm und dem Kostrycza, in welcher eben die Schiefer zur Entwicklung kommen, senkt sich das Terrain im Mittel um 1000 *m* im Vergleich zu den Kulminationen der Czarnohora.

Jedoch nicht nur in der Form tritt der Einfluß der Gesteinsnatur bedeutsam zutage. Wir können ihn auch bei anderer Gelegenheit beobachten. Die Schiefer bestehen als denudatives Material aus dünnen und kleinen Täfelchen, der Magurasandstein bildet hingegen Schollen und Platten von verschiedener Größe, von länglicher Form, gewöhnlich breiter als dicker, vier- und vielseitig. Hier und dort begegnen wir gewaltigen, gleichsam geglätteten Steinen, manchmal in einem sehr hohen Niveau. Es sind dies zwiebelförmige Blöcke, welche aus Magurasandstein bestehen, in Schieferflächen eingehüllt, die leicht infolge der Verwitterung abfallen. Das Sandsteinkonglomerat bedeckt, wo es reichlicher auftritt, den Untergrund mit feinem Quarzkies, oft mit grobkörnigem Quarz.

Den morphometrischen Studien Romers verdanken wir eine Reihe von Tatsachen, welche ein interessantes Licht auf das Relief der Czarnohora werfen. Es verlohnt sich, die wichtigsten Zahlenergebnisse des genannten Verfassers für die Czarnohora anzuführen:

	O-Czarnohora	W-Czarnohora (Pietrosgruppe)
Durchschnittshöhe	1833 *m*	1683 *m*
Oberfläche der 1500 *m* Höhenschicht. .	79·54 km^2	17·4 km^2
Breite der 1500 *m* Höhenschicht . . .	3·08 *km*	1·8 *km*

Die große Massigkeit, ich möchte sagen „Breitschultrigkeit" der Czarnohora, welche in der Oberfläche und Breite der Höhenschicht von 1500 *m* zum Ausdruck kommt, begünstigt die Gletscherentwicklung im hohen Grade. Nach Romer war die präglaziale Oberfläche des Teiles der Karpathen, wo die Czarnohora sich befindet, eine Fastebene, oder eine sehr alte Oberfläche. Auch das Längsprofil der Karpathenrücken bestätige ihre Zugehörigkeit zu der Peneplene, das Querprofil hingegen wies auf ein Erheben der Peneplene jedenfalls vor dem Diluvium und auf die Erneuerung der Erosion, die von den Karpathenrändern nach dem Innern fortschritt. Nach meiner Ansicht ist weder das Alter der Fastebene noch ihr eigentliches Bestehen einwanfrei bewiesen.

Obgleich wir also nicht sicher sind, ob aus der Peneplene sich das präglaziale Relief ableiten läßt, oder ob man andere Anfänge suchen muß, so besteht doch darüber nicht der geringste Zweifel, daß schon vor der Vergletscherung die Formen den heutigen glichen, obschon jünger in der Entwicklung. Die Gletscher fanden schon zu einem gewissen Grade fertige Formen vor und hinterließen in diesen die Spuren ihres Vorhandenseins. Des öfteren wird man in unseren weiteren Betrachtungen auf dieses Moment aufmerksam machen müssen.

Schon eine kurze historische Uebersicht der Literatur und der Forschungen der Vergletscherung der Czarnohora vermag uns zu überzeugen, welche Vergletscherungsspuren wir in dieser Gebirgsgruppe erhoffen können. Im Herbst des Jahres 1874 unternahmen zwei Schotten, Jack und Horne (3), eine Wanderung durch das Theiß- und Pruthtal; hierüber verfaßten sie im Jahre 1877 einen Bericht, in welchem sie die Möglichkeit der Existenz eines Gletschers im Theißtal von der Länge von 45 englischen Meilen annahmen. Ohne die Gipfel zu erklimmen, untersuchten sie den Talgrund der Theiß; bewunderten die Alluvialterrassen bei Marmaros-Sziget sowie die im N davon gelegenen und stießen auf Schottermassen, in denen ihnen sehr große Blöcke auffielen, sei es, daß diese von der Marmarosgruppe stammten, sei es, daß sie dem Flyschgebirge zugehörten. Diese Blöcke hielten sie für durch einen Gletscher geschleppte Blöcke. Im Pruthtale fanden sie nichts dergleichen. Ein Jahr vor der Veröffentlichung des Reiseberichtes der Schotten, also im Jahre 1876, zogen Tietze und Paul, nachdem sie die Kare von Zaroślak beschrieben hatten, aus der Form, aus den Gletscherschliffen und den Moränen den Schluß, daß ein Gletscher dort existiert hatte, welcher bis an die obere Waldgrenze gereicht hatte. Diesen Autoren (1, 2) gebührt also das Verdienst, unleugbare Beweise für die Vergletscherung der Czarnohora geliefert zu haben.

Das Interesse an dem Problem war bei den Polen offenbar groß, da man hierüber im Jahre 1877 während der Sitzungen des Tatra-

vereines sprach und an Ort und Stelle Erhebungen anstellte. Łomnicki M. (5) neigte der Ansicht Tietzes und Pauls zu im Jahre 1879 und lieferte neues Beweismaterial aus dem westlichen Pożyżewskital. Wajgel (6) erkannte im Jahre 1880, und später 1885 (11), die kleinen Seen als Spuren einer Vergletscherung, welche die Gipfelregionen der Czarnohora einnahm. Zapałowicz (7) hingegen war im Jahre 1881 der Meinung, daß alle größeren Täler vergletschert waren. Davon zeugten nicht nur die Moränen, sondern auch die Flora.

Im Jahre 1882 erwähnt Siegmeth (8) Moränen auf den Südabhängen der Czarnohora. Bald darauf, im Jahre 1884, schreibt Zuber (10), daß „alle Talkessel in den nordöstlichen Abhängen der Czarnohora wahrscheinlich Böden kleiner Gletscher waren". Er schließt dies aus dem amphiteatralischen Aufbau der Talkessel, die mit Blöcken bedeckt sind und nach unten stufenweise abfallen. Nach ihm verfocht Zapałowicz (12) in seiner geologischen Arbeit vom Jahre 1886 die Ansicht, indem er Tietzes und Pauls Aeußerungen bekämpft, daß die Vergletscherung nur die unteren Regionen der Täler und nicht die höheren betroffen habe. Posewitz (17) wiederum bestimmt im Jahre 1892 nicht nur auf den Nord-, sondern auch auf den Süd- und Westabhängen der Czarnohora sehr niedrig verlaufende Gletschergrenzen. Trotzdem glaubte Czirbusz (19) noch im Jahre 1900 überhaupt nicht an deren Existenz. Das hielt jedoch Gąsiorowski von weiteren Nachforschungen (27) nicht ab, deren Ergebnis (im Jahre 1906) es war, daß die Vergletscherung überwiegend nur den nordöstlichen Teil des Czarnohorakammes umfaßte, dagegen nur schwach im S und W war. So erwähnt auch Sawicki (31) im Jahre 1909 das Vorhandensein von 16 Talkesseln auf den nördlichen Abhängen der Czarnohora (die Anzahl ist ungenau), gleichzeitig nimmt Romer (32) auf Grund der Beobachtung des Reliefs an, daß beide Hänge der Gebirgskette vergletschert waren.

Schließlich modifizierte Zapałowicz (35, 36) in den Jahren 1912 und 1913 etwas seine Ansichten in der Richtung, daß er eine Vergletscherung auch in den höheren Teilen der Czarnohora zugibt. Die Vergletscherung war eine allgemeine, die Gletscher reichten bis an den Fuß der Berge, ja vielleicht sogar bis an den Rand der Karpathen haben sie die Täler des Czeremosz, des Pruth und der beiden Theiß ausgefüllt. Die Vergletscherungsfrage der Czarnohora kehrte nun in das Stadium zurück, in welchem es Jack und Horne zurückließen.

Aus obiger historischer Uebersicht ersieht man, welcherlei glaziale Spuren wir in der Czarnohora zu gewärtigen haben. Vor allem hängen an den obersten Graten des Hauptkammes Kare. Nach Ansicht erklärter Anhänger der Gletschererosion (Penck) sowie der Forscher, welche die Erosion nicht ausschließen (Richter), sind die Kare unzweifelhaft ein Beweis für die Vergletscherung. Die Czarnohorakare muß man gleichfalls als solche ansehen. Denn ohne Rücksicht darauf, wie wir deren Entstehung erklären wollen, ob nun durch ausschließliche Einwirkung der Erosion oder nur durch Mitwirkung des Gletschereises und des fließenden Wassers, so vermögen wir doch nicht zu leugnen, daß man die Zirkusform in den Ostkarpathen nie dort antrifft,

wo die Wassererosion normal verlief und infolge der Vergletscherung nicht unterbrochen wurde.

Die zweite Vergletscherungsspur bilden in der Czarnohora die Moränen, ob nun diejenigen, welche den Grund der Kare und den der ehemaligen vergletscherten Täler bedecken oder die Endmoränen. Da infolge der Einheitlichkeit und Vergänglichkeit des Materials, aus dem sie bestehen, das petrographische Kriterium im Stiche läßt, so kann nur die Größe der Blöcke (sie sind gewöhnlich mannigfach geformt) und die Gestaltung der Moränen entscheidend sein. Den dritten Beweis für die Vergletscherung bildet die hier und dort in bescheidenem Umfange erhaltene U-Form der Täler. Mit solchen Spuren haben wir also auf der Czarnohora zu tun; wo sie angetroffen werden, da ist die Vergletscherung erwiesen. Dagegen entfällt eine ganze Reihe anderer Spuren, welche man in ehemals vergletscherten Gebirgen antrifft, wie die Uebertiefung der Täler, in Felsen ausgehöhlte kleine Seen, Risse und Schliffe, Rundhöcker und Riegel, erratische Blöcke, alles das fällt fort. Ich getraue es mir zu behaupten, daß davon in der Czarnohora nichts vorhanden ist.

Stufen und Kartreppen sind die Folge der geologischen und petrographischen Zusammensetzung der Gesteine. Seen, das sind durch Steingeröll gedämmte Wasserlachen, Glätten und Rundhöcker würde jemand vergeblich im Magurasandstein suchen; erratische Blöcke sind deshalb unbekannt, daß Sandsteine sich so ähneln wie zwei Zwillinge.

Hieraus ergeben sich große Schwierigkeiten für die glaziologischen Forschungen in der Czarnohora. Entweder muß man andere Kriterien annehmen und andere Methoden anwenden oder mit Hilfe der schon vorhandenen sehr exakt zu Werke gehen.

Als ich dessen wohl bewußt an die Arbeit trat, so gelang es mir bisher nur an folgenden Stellen, Gletscherspuren festzustellen. An den nordöstlichen Abhängen der Czarnohora fand ich eine kleine, sanft terrassierte Nische auf Szesa (1564 *m*) im W, undeutliche Spuren von Karen auf Pietros und auf dem Nordabhang der Howerla; jedoch geben die Moränenablagerungen in der Höhe von zirka 1100 *m* im Bache Holowczewski und Koźmieski keinen genügenden Aufschluß über die Intensität der Vergletscherung des Westflügels der Czarnohora.

Im Flußgebiet des Pruth, zwischen der Howerla im W und dem Szpyci (1935 *m*) im O, fielen alle Täler unzweifelhaft der Vereisung anheim. Vor allem weisen darauf die schön ausgemeißelten oberen und unteren Kare hin, in der Regel durch prächtige Stufen geschieden, wie auch durch schön entwickelten Seiten- und Endmoränen in der Höhe von 1150—1050 *m* im Teile des vereinigten Pruth. Die letzteren sind durch den Pruth geschnitten. Der Gletscher des Pruth war, was seine Länge (6·5 *km*) und was seine Breite (0·5 *km*) betrifft, der mächtigste der Czarnohora.

In den Tälern der Bäche: Gadżyna, Kicia, Dżembronia und Pohorylec, welche zum Flußgebiet des Schwarzen Czeremosz gehören, kam es zur Entwicklung von einzelnen Gletschern, nicht so mächtiger wie der Pruthgletscher, da sie voneinander geschieden waren. Die Wiege jedes dieser Gletscher waren sehr breite Schneefelder und Kare, die in hohen Stufen abfielen. Die breiten, wenngleich auch

tief durch Bäche durchschnittenen Talböden sind mit großen Felsblöcken angefüllt und schließlich in der Höhe von 1100—1200 *m* durch Endmoränen gesperrt. Besonders schön entwickelt in der Form von quer verlaufenden Wällen sind die Endmoränen im Tale der Bäche Gadżyna und Dżembronia. Auf der Südwestseite des Czarnohorakammes gelang es mir, deutliche Spuren in den Tälern des Szesul (1728 *m*), der im SW des Pietros liegt, zu entdecken. Hier fielen der Vergletscherung vor allem die Täler der Bäche: Kewele, Sumieski und Rohonieski anheim. Akkumulationsspuren der Gletscher sind in jenen Tälern ziemlich deutlich zu erkennen.

Es fehlt ebenfalls nicht an schönen Karenformen auf der Südwestseite der Czarnohora, wie zum Beispiel unter Gutin Tomnatik in der Höhe von 1800 *m* und unter dem Großen Tomnatik in der Höhe von 1650 *m*, obschon auf dieser Seite der Czarnohora es deren weniger gibt als auf der Nordostseite. Die Südhänge der Czarnohora fallen nämlich viel steiler ab als die Nordhänge, auch sind die Einschnitte der Bäche hier tiefer. Dabei ist das Aufsuchen der Moränenablagerungen im hohen Grade noch durch den Urwaldcharakter erschwert. Die nähere Erforschung der Südwesthänge und die Ermittlung neuer Einzelheiten über die Nordosthänge wird das Ziel der zukünftigen Forschungsstudien des Verfassers bilden.

Ins einzelne gehende Betrachtungen über die Vergletscherung der Czarnohora, welche an dieser Stelle bloß in Kürze zusammengefaßt worden sind, können zu einer ganzen Reihe von Schlußfolgerungen allgemeiner Natur führen. Es empfiehlt sich, alle mit der Vergletscherung im Zusammenhang stehenden Erscheinungen der Reihe nach durchzugehen, um nachzuweisen, welche von ihnen für die Czarnohora am meisten charakteristisch sind.

Das Längsprofil der oberen Teile der Czarnohoratäler weisen alle die Merkmale auf, welche wir oft in vergletscherten Tälern antreffen, demnach eine bedeutende treppenartige Gefällsknickungen oben, unten dagegen schon ausgeglichene Böden. Die Gefällsknickungen kommen, was ja klar ist, auf die Talstufen, der Ausgleich dagegen beginnt erst tiefer. Man kann jedoch das Längsprofil eines Baches nicht als gleichbedeutend mit dem Längsprofil eines Gletschergrundes auffassen, zumal im unteren Teil, wo das Sicheinschneiden des Baches in den ehemaligen Boden immer tiefer wird.

Das Querprofil verrät keine irgendwo entdeckten und anderweitig bekannte Formen. Vor allem läßt sich nirgends die U-Form eines Tales feststellen, da sie entweder unten einen zu schmalen Boden hat oder die Wände gehen zu sehr auseinander. Aehnliche, doch nicht dieselben Formen, finden sich in den Karen oder in der charakteristischen Sperrung der Talerweiterungen, welche man „Tore" der oberen Talkessel nennen könnte. Deshalb ist es schwer, in der Czarnohora ein Beispiel für ein U-Tal zu finden, wie mir gleicherweise auch kein Fall eines übertieften Tales bekannt geworden ist.

Die Kare in der Czarnohora lassen sich in ihrer Entstehung auf die trichterförmigen Rinnen zurückführen. Die Tatsache, daß neben Karen auch solche Rinnsale und Rillen existieren, dient als Beweis dafür, daß in nur sehr vertieften Trichtern Gletscher ent-

standen und diese sich allmählich in Kare verwandelten. Jene Trichter mußten jedoch nicht besonders abschüssig und schmal gewesen sein (Richter). Außer der Erosionsarbeit des Eises kommt bei der Entstehung der Kare ein sehr intensiver Verwitterungsprozeß des Sandsteins in Betracht, was man noch heute beobachten kann, ferner die Tätigkeit des fließenden Wassers, die gewiß größer ist als irgendwo im Gebiete kristallinischer Gesteine oder alter Kalksteine. Am besten ausgearbeitete Kare sind die in schwach geneigten Sandsteinschichten, viel weniger gut dort, wo neben Sandstein Schiefer auftritt (zum Beispiel im Dżembronia- oder Pohorylecbach); ganz fehlen dagegen die Kare im Schiefergelände. Die Kare auf den Südwestabhängen sind asymmetrisch; die Wand nämlich, welche von den Schichtenköpfen gebildet wird, ist steiler als die, welche die Schichtenflächen bilden. Im allgemeinen sind die Wände der Kare nirgends, mit Ausnahme unter dem Gutin Tomnatyk, so steil, als daß man nicht an diesen heraufklimmen könnte. Die Einknickung in den Abhängen tritt überall in der Form eines Trograndes oder Felsenvorsprünge an dessen Stelle. Trotzdem sie nirgends ganz deutlich ist, so spricht das doch für eine Umwandlung der Talform unter dem Einflusse der Tätigkeit eines Gletschers. An der Mündung eines Zirkus verliert sich der Trogrand und läßt sich in den tiefer gelegenen Teilen des Tales nicht verfolgen.

Der Bodengrund ist in der Regel uneben. Wir sehen da Stufen und Schwellen, Quer- und Längswälle, aus Blöcken zusammengesetzt, flache sumpfige Gründe von geringer Neigung, Aufschütthaufen an den Ufern der Bäche, an Wände angelehnte Schuttkegel. Auffallen muß einem Jeden die Verschüttung des Bodengrundes mit verschiedenartigem Material, für welche Erscheinung ich aus dem Lateinischen den Ausdruck Obrution vorschlage. Obige Erscheinung beweist, daß das Ausbleiben der Gletscher ständigen Schwankungen unterlag. Wahrscheinlich „hingen" die oberen Enden der Gletscher noch lange Zeit in den oberen Teilen der Kare. Diese Obrution gibt uns gleichfalls eine Vorstellung von der Macht der Verwitterung der Abhänge während und nach der Eiszeit.

Die Mehrzahl der Czarnohorakare liegt in den Höhen zwischen 1600—1800 *m*. Man könnte daher aus der Höhenlage derselben nicht die Schneegrenze in der Eiszeit bestimmen, wie es Richter (20) anrät. Tiefer gelegene Talerweiterungen (von 1400 *m* bis 1600 *m*), von den höheren durch Stufen geschieden, haben wenig Aehnlichkeit mit Karen. Sie haben gewöhnlich steile und hübsch abgewetzte Hinterwände, die Seitenwände sind dagegen niedrig und wenig typisch. In der Regel sind sie jedoch mehr als doppelt so breit wie die Kare. Die schönsten unteren zirkusartigen Erweiterungen sind im Koźmieskital, im Zaroślacki-, im westlichen Pożyżewski-, Gadżyński- und im sogenannten Kozie Łęgi-Tal. Die Erosionsspuren der Gletscher sind durchaus undeutlich, eher kann man von Akkumulationserscheinungen sprechen. Jedenfalls muß man die Kare als die durch den Gletscher, das Gletscherwasser und das postglaziale Wasser modifizierten Taltrichter ansehen.

Stufenweise fallen die Kare ab oder endigen mit einer bedeutenderen Karststufe. Einige Stufen, die aufeinanderfolgen, ergeben

eine Treppe. Felsriegel sind in der Czarnohora sehr selten. Ueberdies ist deren Höhe nie bedeutend, ihre Vernichtung durch das Wasser ist immer beträchtlich. Die Stufen dagegen erreichen die Höhe von einigen bis einigen hundert Metern. Gewöhnlich werden sie durch Bäche von einigen Metern durchschnitten, welche in kleinen Wasserfällen abwärts stürzen.

Die Entstehung der Stufen fand noch vor der Vergletscherung eine Prädisposition in der verschiedenen Härte des Bodengrundes. Hier stellen die Sandsteinarten verschiedene Widerstände gegen die Zerstörung durch das Wasser dar, dort ermöglichen Schiefereinlagen größere Einschnitte. Das Uebergewicht der Schiefer wurde besonders nach unten die Ursache hoher Stufen, welche die oberen Kare abschlossen. Mit solchen Stufen fallen ab und endigen sogar die trichterförmigen Rinnen, insofern sie in eine mit den Karen gemeinsame Talerweiterung einmünden. Die präglaziale Existenz der Stufen, mit denen die Kare enden und die man Hauptstufen bezeichnen darf, findet die beste Bekräftigung in der Tatsache, daß der Trogrand der Kare bei der Ausmündung sich verliert und man sie in der tieferen Erweiterung nicht vorfindet. Insofern sie dagegen in den „Toren" auftritt, so nur in sehr verschiedenen und unbestimmbaren Höhenlagen. Jedenfalls sieht man sie viel tiefer in Uebereinstimmung mit dem Talboden, aber nicht übereinstimmend mit Trogrand im Kare. Es läßt sich jedoch nicht in Abrede stellen, daß die Gletscher die Stufen beeinflußten, indem sie diese ein wenig modifizierten, sei es durch eigene Erosion, sei es durch Wasser, das von der Stirn der Gletscher in der Phase abfloß, wo diese sich zurückzogen.

In der Czarnohora und den angrenzenden Flyschkarpathen Moränen zu unterscheiden und festzustellen, ist überhaupt sehr schwierig. Hierauf hat schon Romer (26) aufmerksam gemacht, indem er das Moment nachdrücklich betonte, daß bei deren Feststellung die petrographische Zusammensetzung als Merkmal fortfällt. Außerdem ist das Moränenmaterial äußerst gering und wenig dauerhaft, zumal es sich um Sandsteinkonglomerate handelt. Als Grundmoränen müssen Tonlager mit in ihnen steckenden größeren oder kleineren Blöcken gelten, und sollten es nur kleine Splitter sein. Aehnlichen Bildungen begegnen wir im westlichen Nebenarm des Pruth, im östlichen Pożyżewskibach und in den sogenannten Kozie Łęgi; sie sind jedoch nicht typisch und keinem Zweifel unterliegend. Seitenmoränen sind nur hier und dort besser entwickelt, zum Beispiel am Pruth, im Gadżynaund Dżembroniatal. Ebenso treten die Endmoränen nur selten in der Gestalt von hübsch geschweiften Querwällen auf, wie zum Beispiel im Gadżyna. Das vom Ende der Gletscher abfließende Wasser hat sie nämlich zerwühlt, indem es zahlreiche Einbuchtungen und Depressionen verursachte. Die untere Höhenlage der Endmoränen schwankt zwischen 1050 *m* bis 1200 *m*. Sie liegt demnach unterhalb der Waldgrenze. Doch reicht bis in diese Höhe hinein die obere Grenze der Buche und Tanne; diese Bäume trifft man neben der Kiefer auf der Endmoräne an. Man könnte demnach jene Linie mit der Eisperiode in den Karpathen im Verbindung bringen, was ihr keineswegs deren klimatische heutige Bedeutung abspricht.

Das Material, aus welchem die Moränen bestehen, ist durchweg Magurasandstein. Er tritt in großen Blöcken auf, mit abgeschlagenen Kanten und sehr alter Abrißfläche. Besser behauene Felsen sind selten.

Fluvioglaziale Bildungen lassen sich nicht präzis feststellen. Das akkumulierte Material der fließenden Gewässer in der Eiszeit und in der Gegenwart ist fast identisch. Die Bestimmung einer Scheidegrenze zwischen beiden ist infolge der Einheitlichkeit des Materials in hohem Maße erschwert.

Auffallen muß dagegen einem Jeden das tiefe Sicheinschneiden der Bäche in die Moränen und in den ehemaligen Gletscherboden. Die Tiefe der Einschnitte in den Endmoränen schwankt zwischen 30 *m* bis 50 *m*, dagegen in den ehemaligen Böden 10 *m* bis 30 *m*. Die Terrassen, welche durch die Einschnitte entstanden, halten die Geologen mit Recht für Diluvialterrassen. Demnach rühren alle höher gelegenen Terrassen und Gerölle aus der vordiluvialen Zeit her. Die Endmoräne liegt gewöhnlich zu hoch im Verhältnis zu den Terrassen, die sich tiefer entwickelten. Ich nehme an, daß die gesteigerte Kraft der Bäche, welche von der Stirn der Gletscher herabflossen, eine Vertiefung des Tales unterhalb der Endmoräne verursachte, um so mehr, da diese Tätigkeit sich vorwiegend in Schiefern abspielte. Spuren intensiver Wasserwirkung kann man — worauf Romer zuerst aufmerksam machte — an den Blöcken erkennen, welche noch tief im Tal am Grunde oder an den Abhängen zerstreut liegen.

Die Seen und Moräste haben seit jeher die Forscher interessiert. Haquet erwähnt (1794) einen See auf dem „Ruski-Rücken“, was Siegmeth auf einen der Czarnohoraseen bezieht. Derselbe Autor befaßt sich kurz mit den Seen auf ungarischer Seite. Vor ihm jedoch beschrieb Wajgel bis ins einzelne die Seen auf polnischer Seite, indem er sie als Folge und Beweis für die Vergletscherung hinstellte. Schließlich spricht Zapałowicz (15) von Seen und Morästen, indem er nachdrücklich hervorhebt, daß sie in allmählichem Schwinden durch Austrocknung sowie Zuwachsen durch Torf begriffen sind. Es existierten demnach viel mehr kleine Seen, wovon die oft vorgefundenen morastigen Bodengründe in den Karen zeugen. Gesondert betrachten muß man jedoch die Wasserlachen, die man nach der Schneeschmelze oder in Vertiefungen im Kamm, oder auch in kleinen Zirkusmulden beobachten kann.

Die am meisten typischen kleinen Seen, wie die sogenannten Niesamowite, oder unterhalb des Gutin Tomnatyk, oder im ersten Zirkus des Keweletals befindlich, sind seicht mit einem Grund, der mit Blöcken bedeckt ist. Nirgends ist eine Spur davon, daß eine Mulde im felsigen Untergrunde ausgehöhlt wurde, also ein Felsbecken darstellt. Im Gegenteil, die Lage am oberen Ende des Zirkus und die Abdämmung durch einen verhältnismäßig niedrigen, aus Blöcken bestehenden Wall sprechen dafür, daß diese Seen ihre Entstehung nicht der Erosion, sondern der Akkumulation verdanken.

Die Schneegrenze lag an den Nordostabhängen der Czarnohora in der Höhe von 1450—1528 *m*. Jedenfalls war sie in der Mitte der Kette höher als an ihren West- und Ostenden. Diese Ergebnisse

stimmen mit den Romers (26) überein, welcher für den Świdowiec, 1450—1475 *m*, und des Sawicki (33, 34), welcher für die Marmaroser Karpathen die Schneegrenze auf 1400—1500 *m*, für die Rodnaer Alpen auf 1500 *m*, für das Bihargebirge 1600 *m* annimmt. Erwähnenswert ist es, daß de Martonne (28) für die um 3° südlicher gelegenen Transsylvanischen Alpen 1900 *m* als Schneegrenze angibt. Vergleichsweise bemerke ich, daß nach Penck und Brückner (30) die Schneegrenze an den Nordabhängen der Alpen in der Höhe von 1000—1200 *m*, nach Richter (20) in den am meisten nach Osten gelegenen Teilen der Alpen in der Höhe von 1600—1800 *m* lag.

Meine Ergebnisse stimmen jedoch mit den Annahmen des Partsch und Zapałowicz nicht überein. Partsch (9, 25) nahm, indem er sich auf die Sache nicht erschöpfenden Beobachtungen von Paul, Tietze und Lehmanns (16) stützte, eine größere Herabsetzung der Höhe der Schneegrenze im ozeanischen Westen als im kontinentalen Osten an.

Im Gegensatze zu Partsch vertritt Zapałowicz gerade die entgegengesetzte Ansicht, und zwar, daß die Schneegrenze in den Ostkarpathen sogar tiefer gelegen sei als in den Alpen. Zuerst trat Zapałowicz im Jahre 1909 mit der Behauptung hervor, daß die Gletscher in der Höhe von 1450—1600 *m* begonnen hätten. Im Jahre 1912 dagegen (36), in dem er sich auf einen Diluvialflorafund in Frek (Transsylvanische Alpen) in der Höhe von 400 *m* stützte, berechnete er für die Nordseite der Czarnohora die Höhe der Schneegrenze auf 870 *m*. Diese Berechnung kann jedoch nicht verpflichtend sein, solange 1. in betreff des genannten Fundes noch Zweifel bestehen (vgl. Pax 18, 29), 2. solange man nicht mehr dergleichen Entdeckungen macht, 3. solange man auf der Czarnohora nicht eine so tiefliegende Grenze für die Diluvialflora vorfindet. Anscheinend hat Zapałowicz selbst kein allzu großes Vertrauen zu obiger Ziffer gehabt, wenn er im Jahre 1913 (37), auf etwas anderen Voraussetzungen fußend, die Höhe der Schneegrenze für die Ostkarpathen in der ersten Gletscherperiode auf 1040 *m*, in der zweiten auf 1210—1382 *m* ansetzt. Die Wahrscheinlichkeit jener Ziffern steht natürlich im geraden Verhältnis zu der Glaubwürdigkeit jener Prämissen. Wenn es sich um die Czarnohora handelt, so hat der Autor für die Nordseite keine konkreten Tatsachen beigebracht, für die Südseite führt er einen riesigen Block im Sandstein an, in den Alluvien der Weißen Theiß in Bogdan (550 *m*) versteckt vorgefunden, als Beweis für die Existenz eines 24 *km* langen Gletschers im Theißtal und für die tiefe Lage der Schneegrenze. Ich muß gestehen, daß ich in Bezugnahme auf jene Tatsache in keiner Weise mich entschließen könnte, auf jenen vereinzelten Fund hin eine so weitgehende Folgerung zu ziehen.

Die Länge der Czarnohoragletscher betrug 2—6·5 *km* (auf dem Świdowiec 1·5—2·5 *km*, in den Rodnaer Alpen 1·5—7·5 *km*, in den Transsylvanischen Alpen 5—6 *km*). Nicht zu vergleichen mit den gewaltigen Gletscherströmen in den Alpen, welche in der Eiszeit sich bis hinter die Alpenränder erstreckten! Man kann jedoch nicht mit Stillschweigen die Tatsache übergehen, daß seit den Zeiten Jacks und Hornes aus der einschlägigen Literatur der Gedanke nicht schwindet,

daß lange und große Gletscher die Ost-Karpathentäler ausfüllten. Der Hauptvertreter dieser Anschauung ist Zapałowicz, welcher seit 1886 erklärt, daß Gletscher in den tieferen Teilen der Haupttäler existierten und demnach lang sein mußten. Mit den schottischen Autoren und mit Zapałowicz polemisierte Tietze in den Jahren 1878 (4) und 1886 (13), indem er deren Erwähnungen von langen Gletschern in Zweifel zog. Ebensowenig bestätigten die Annahmen der genannten Autoren die Studien Romers, de Martonnes und Sawickis. Trotzdem verharrt Zapałowicz bis zuletzt auf seinem Standpunkt und nimmt in seiner neuesten Arbeit vom Jahre 1913, welche von der Eiszeit in den Pokutisch-Marmaroser Karpathen und in Patagonien handelt, die Länge der Gletscher auf 19—92 *km* an. Wenn uns jedoch die Art der Beweisführung für das Vorhandensein langer Gletscher in der Czarnohora nicht befriedigen kann, so haben wir um so mehr das Recht zu verlangen, daß mehr und einwandfreie Belege beigebracht werden. Um so mehr, da es für sicher gilt, daß in der Zeit, wo die Täler der Czarnohoragruppe mit so langen Gletschern gefüllt waren, die Gorganen und Bieszczaden ungleich stark vergletschert gewesen sein müssen. Indessen gelang niemandem der Beweis hierfür für die polnische Gebirgsseite. Die Bemerkungen Łomnickis J. (23) und Szajnochas (21) über Gletscherspuren am Karpathenrand sind nämlich entweder nicht überzeugend oder stießen auf kritische Abweisung (vgl. Zuber 22).

Daß die Vergletscherung in den Ostkarpathen mehrmals auftrat, versuchte zuerst Romer (24, 26) zu beweisen, indem er aus solchen morphologischen Merkmalen, wie es Kare und Leisten sind, auf das Vorhandensein zweier Eisperioden auf dem Świdowiec schloß. Bald darauf behauptet Gąsiorowski, indem er seine Annahme auf dem Vorhandensein doppelter Kare auf der Czarnohora stützt, daß diese Gebirgsgruppe zweimal die Vereisung durchmachte. De Martonne überzeugten doppelte Moränen und Interglazialbildungen von zwei Eisperioden in den Transsylvanischen Alpen. Sawicki (34) jedoch spricht auf Grund der Kare nur von einer maximalen Vergletscherung in den Rodnaer Alpen und in den Marmaroser Karpathen und von zwei Phasen beim Sichzurückziehen der Gletscher. Diese Anschauung teilt auch Zapałowicz im Jahre 1912 und entwickelt sie in der Weise, indem er annimmt, daß in der I. Phase (der maximalen Entwicklung) die Gletscher sehr tief bis an den Fuß der Berge (400 *m*) hinabstiegen, in der II. Phase bis 677—770 *m*, in der III. Phase bis 1480—1530 *m*. Doch schon im Jahre 1913 änderte der Autor seine Ansichten, indem er eine mehrfache Vergletscherung der Ostkarpathen annahm und seine neue Anschauung folgendermaßen kristallisierte. Es bestanden zwei Eiszeiten getrennt durch die interglaziale oder pluviofluviatile Periode. Während der ersten Eiszeit reichten die Gletscher bis an den Karpathenrand (310—340 *m*) und waren bis 90 *km* lang; während der zweiten viel kürzeren reichten sie bis zu 665—790 *m* und waren nicht so weitläufig (19—24 *km*). Aus dieser Eiszeit soll der Gletscher der Weißen Theiß herrühren mit seiner Endmoräne beim Bogdan. Die Gletscher des Pruth und Czeremosz sind noch nicht entdeckt und erforscht worden.

Wenn ferner es auch mir nicht gelang, auf der Nordseite der Czarnohora so ausgedehnte Gletscherspuren zu finden, trotzdem ich das ganze Czeremosztal durchwanderte, so kann ich um so weniger den kühnen Behauptungen Zapałowicz Glauben schenken und will lieber auf bescheidenem, doch dafür sicherem Boden eigener Untersuchungen bleiben, aus denen hervorgeht:

Daß in einem gewissen Maximalstadium der Entwicklung die Gletscher ziemlich tief in die Täler hinabstiegen und dort längere Zeit verblieben. Nach jenem Maximum zogen sich die Gletscher schnell und ohne Unterbrechung aufwärts zurück bis zur Höhe von 1400 *m*. Seitdem schwanden sie, öfters Halt machend, wovon die Obrutionserscheinungen zeigten. Am längsten erhielten sie sich zweifellos in den oberen Karen. Immerhin schließe ich aus den schwach angedeuteten Erosionsformen, daß die Eisperiode kurz dauerte und unsere Berge nur wenig veränderte und das nur in den höchsten Teilen. Die kurzen Gletscher jedoch hinterließen ziemlich ausgedehnte Endmoränenfelder. Es scheint mir also sehr wahrscheinlich zu sein, daß wir, wenn die Ostkarpathen einstmals mit solchen Riesengletschern bedeckt gewesen wären, von denen man spricht, dann allen Grund hätten, schöne U-Täler und Kare sogar auf niedrigen Bergen erhoffen zu dürfen, schließlich auch nicht weniger mächtige Moränenablagerungen, wie man sie im Umkreis der Alpen zu sehen bekommt. Dies wären gleichfalls unzweifelhafte Argumente, welche für allgemeine Vergletscherung der Ostkarpathen sprächen.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur über die Vergletscherung der Czarnohora.

1876.

1. Paul, K. M. und Tietze, E.: Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgeführten Untersuchungen in den Karpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien. S. 296.

1877.

2. Paul, K. M. und Tietze, E.: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. S. 33—130.
3. Jack, R. L. und Horne, J.: Glacial Drift in the North-Eastern Carpathians. The Quarterly Journal of the Geol. Society. London. S. 673—681.

1878.

4. Tietze, E.: Ueber das Vorkommen von Eiszeitspuren in den Ostkarpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien. S. 142—146.

1879.

5. Łomnicki, M.: Dolina Prutu od Delatyna do Czarnohory pod względem geologicznym. (Das Pruthtal von Delatyn zur Czarnohora geologisch betrachtet.) Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego. Krakau. S. 76—97.

1880.

6. Wajgel, L.: O Burkucie i jeziorach czarnohorskich. (Burkuth und die Seen auf der Czarnohora.) Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego. Krakau. S. 60—71.

1881.

7. Zapałowicz, H.: Z Czarnohory do Alp Rodneńskich. (Von Czarnohora zu den Rodnaer Alpen.) Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiegs. Krakau. S. 74—85.

1882.

8. Siegmeth, K.: Reiseskizzen aus der Marmaros. II. Teil. Jahrb. d. ung. Karpathenvereines. S. 65—94.

9. Partsch, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen. Breslau. S. 1—198.

1884.

10. Zuber, R.: Studya geologiczne we wschodnich Karpatach. (Geologische Studien in den Ostkarpathen.) Kosmos. Lemberg. Teil III.

1885.

11. Wajgel, L.: Pogląd na rzeźbę Czarnohory. (Blick in das Relief der Czarnohora.) Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego. Krakau. S. 57—75.

1886.

12. Zapałowicz, H.: Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroser Grenzkarpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. S. 361—591

13. Tietze, E.: Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. S. 681—698.

1888.

14. Zuber, R.: Atlas geologiczny Galicyi Tekst do zeszytu II.) (Der geologische Atlas Galiziens. Heft II.) Krakau. S. 1—110.

1889.

15. Zapałowicz, H.: Roślinna szata gór Pokucko-marmaroskich. (Pflanzenkled. des Pokutisch-Marmaroser Gebirges.) Sprawozdanie Komisyi fizyograficznej. Krakau. S. 1—389.

1891.

16. Lehmann, P.: Der ehemalige Gletscher des Lalatales im Rodnaer Gebirge. Petermanns Mitt. Gotha. S. 98—99.

1893.

17. Posewitz, Th.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone. Umgebung von Kőrősmező und Bogdan. K. ung. geol. R.-A. Budapest. S. 1—18.

1898.

18. Pax, F.: Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpathen. Vegetation der Erde. Bd. I. Leipzig.

1900.

19. Czirbusz, G.: Die Probleme der Howerla. Jahrb. d. ung. Karpathenvereines. S. 140–141.

20. Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Ergh. Petermanns Mitt. Gotha. S. 1—103.

1901.

21. Szajnocha, W.: Ślady lodowca pod Truskawcem. (Gletscherspuren bei Truskawiec.) Komos. S. 142—147.

22. Zuber, R.: Kilka słów o rzekomych śladach lodowca dyluwialnego pod Truskawcem. (Einige Worte über die scheinbaren Gletscherspuren bei Truskawiec.) Kosmos Lemberg. S. 251—256.

23. Łomnicki, J.: Ślad lodnika karpackiego u brzegu Karpat. (Gletscherspuren am Rande der Karpathen.) Kosmos. Lemberg. S. 311.

1904.

24. Romer, E.: Kilka wycieczek w źródliska Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. (Einige Ausflüge in die Quellgebiete der Bystrzyca, Łomnica und der Schwarzen Theiß.) Kosmos. Lemberg. S. 496—497.

25. Partsch, J.: Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und alpinen Eisgebiet. Geograph. Zeitschr. Leipzig. S. 657—665.

1906.

26. Romer, E.: Epoka lodowa na Świdowcu. (Die Eiszeit im Świdowiecgebirge, Ostkarpathen.) Rozprawy Akademii Umiejętności. Krakau. S. 1—71.

27. Gąsiorowski, H.: Ślady glacyalne na Czarnohorze. (Sur les anciennes glaciers de Czarnohora, Karpathes Orientales.) Kosmos. Lemberg. S. 148—168.

1906—1907.

28. Martonne, E. de: Recherches sur l'evolution morphologique des Alpes de Transylvanie. (Karpates Méridionales.) Revue de Géographie. Paris. S. 1—279.

1908.

29. Pax, F.: Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpathen. Vegetation der Erde. Bd. II. Leipzig.

1909.

30. Penck, A. und Brückner, A.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. 1.—3. Bd. S. 1—1199.

31. Sawicki, L.: O młodszych ruchach górotworczych w Karpatach. (Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen.) Kosmos. Lemberg. S. 361—400

32. Romer, E.: Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat wschodnich. (Morphometrische Studien über die ostkarpathischen Gebirgsformen.) Kosmos. Lemberg. S. 678—693.

33. Sawicki, L.: Zur Frage der Vergletscherung des Bihargebirges. Főldrajzi Kőzlemények. Budapest. S. 316—325.

1911.

34. Sawicki, L.: Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und Marmaroser Karpathen. Mitt. d. k. k. Geograph. Ges. in Wien. S. 510—571.

1912.

35. Zapałowicz, H.: Ze strefy roślinności karpackiej. VII. (Recherches dans la zone de la flore carpathienne) Kosmos. Lemberg. S. 495–524.
36. Zapałowicz, H.: Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich. (L'époque glaciaire dans les Carpathes Pokuto-Marmarosienes.) Kosmos. Lemberg. S 579—654.

1913.

37. Zapałowicz, H.: Dyluwialno-lodowy okres w Karpatach Pokucko-Marmaroskich i w Patagonii. (L'époque diluvio-glaciaire dans les Carpathes Pokuło-Marmarosienes et dans la Patagonie.) Kosmos. Lemberg. S. 643—740.

1915.

38. Goldschlag, M.: Ueber das Auftreten eines Eruptivgesteines in der Polonina Rohonieska in den Czarnohora-Karpathen. Zentralblatt für Min., Geol. und Pal. Stuttgart. S. 395—397.
39. Pawłowski, St.: Ze studyów nad zlodowaceniem Czarnohory. (Aus den glaziologischen Studien in der Czarnohora.) Prace Towarzystwa Naukowego Warszamskiego. Warschau. S. 1–61.

Der Bau der Inseln Mezzo (Lopud) und Calamotta (Koločep) sowie des Scoglio S. Andrea bei Ragusa.

Von Gejza von Bukowski.

Mit einer geologischen Detailkarte (Taf. Nr. II) in Farbendruck.

Unter den von mir im Rahmen des Blattes Ragusa bisher untersuchten Gebieten wurde die genaueste Durchforschung den Inseln Calamotta, Mezzo und Giuppana zuteil. Ein längerer Aufenthalt auf diesen Inseln im Herbst des Jahres 1913 führte zu einer detaillierten geologischen Kartierung derselben, die, was Genauigkeit anbelangt, jener der südlichsten Spitze Dalmatiens nicht nur nicht nachsteht, sondern sie sogar bedeutend übertrifft. Da nun die Publikation des Ragusaner geologischen Kartenblattes kaum in dem großen Maßstabe 1:25.000 erfolgen dürfte, so glaube ich, daß es nicht unwillkommen sein wird, wenn ich hier gesondert wenigstens von den Inseln Calamotta und Mezzo sowie dem Scoglio San Andrea ein kartographisches Bild des Aufbaues in dem Maßstabe 1:25.000 zur Veröffentlichung bringe.

Das Gerüst der drei letztgenannten Eilande bilden Kalke und Dolomite der oberen Kreide. Von jüngeren Sedimenten, die dann darüber streckenweise als deckender Mantel auftreten und die sämtlich kontinentalen Ursprungs sind, spielen nur pleistocäne Flugsande eine größere Rolle, während die Terra rossa eine verhältnismäßig sehr geringe Verbreitung und dabei eine schwache Entwicklung zeigt. Konglomeratische Kluftausfüllungen endlich, über deren Alter wir übrigens sichere Angaben zu machen vorderhand noch nicht in der Lage sind, besitzen eine ganz untergeordnete Bedeutung.

In den oberkretazischen Ablagerungen konnten sechs verschiedene Gesteinszonen ausgeschieden werden. Davon entfallen fünf auf die Inseln Mezzo und Calamotta und diese stellen eine stratigraphisch ununterbrochene Schichtenreihe dar. Eine Gesteinszone bleibt dagegen auf den Scoglio San Andrea (Donzella) beschränkt. Sie ist, da hier im ganzen eine einzige Schuppe, und zwar nur ein Faltenflügel innerhalb derselben vorzuliegen scheint, nach der weit gegen Südwest vorgeschobenen Lage des Scoglio San Andrea zu urteilen, schon als ein

von den anderen ziemlich entferntes, viel älteres Glied der Serie zu betrachten. Endlich sei noch erwähnt, daß die gegenüberliegende Festlandsküste jenseits des Calamotta-Kanals bereits dem Alttertiär angehört und zunächst teils durch Alveolinenkalk, teils durch Nummulitenkalk gebildet wird.

Mit besonderem Nachdruck muß sodann betont werden, daß für die Unterscheidung der in Rede stehenden Zonen lediglich der lithologische Charakter ausschlaggebend war, daß es sich hier also um eine Gliederung handelt, die nicht im geringsten auf irgendwelchen paläontologischen Kennzeichen basiert. Versteinerungen gelangten nur an wenigen Punkten in den Kalken zur Beobachtung und immer sind es bloß Auswitterungen oder Bruchstücke von Rudisten gewesen, die sich für eine nähere Bestimmung als völlig ungeeignet erwiesen haben. Der gänzliche Mangel an besser erhaltenen Fossilien hindert uns denn auch, selbst eine Vermutung darüber zu äußern, welchem Niveau der Oberkreide der uns beschäftigende Schichtenkomplex zuzurechnen sei.

Ueber das geologische Streichen wäre zu bemerken, daß dasselbe trotz der kurzen Distanz keineswegs gleichmäßig erscheint, indem es nicht überall die im allgemeinen herrschende nordwestliche Richtung einhält, sondern bis zu einem gewissen Grade, wie das auch in anderen Teilen Süddalmatiens häufig der Fall ist, einen welligen Verlauf nimmt. Die auf San Andrea sowie im Westen und Norden von Mezzo regelrecht nach Südost streichenden oberkretazischen Schichten biegen im Polugherücken auf Mezzo und in dem die Fortsetzung dieses Rückens bildenden westlichen Abschnitte von Calamotta allmählich nach Osten um, worauf dann bei Gornje selo wieder eine Wendung, und zwar diesmal eine etwas raschere in die frühere südöstliche Richtung eintritt, welche am Südende von Calamotta sogar in die südsüdöstliche übergeht. Das Verflächen findet stets gegen das Gebirge, also gegen Nordost, Nord oder Ostnordost statt. Die Einfallswinkel schwanken in der Regel zwischen 30° und 50°. Flachere Neigungen kommen relativ selten vor. Im großen ganzen läßt sich die Wahrnehmung machen, daß von Westen nach Osten zu allmählich, aber durchaus nicht regelmäßig eine minder steile Schichtenstellung Platz greift.

Der felsige, gegen Südwest in schroffen Wänden abstürzende Scoglio San Andrea oder Donzella, dessen Spitze ein großer Leuchtturm krönt, besteht aus hellgrauen, dichten, zumeist dickgebankten Kalken mit splittrigem Bruch und aus ebenso gefärbten Dolomiten. Diese beiden Gesteinstypen sind hier gleich stark verbreitet und wechseln miteinander sehr rasch, vielfach bankweise ab. In den Kalken wurden außer einer Art von Serpula, welche an einer Stelle gewisse Gesteinspartien geradezu erfüllt, an mehreren Punkten sehr schlecht erhaltene Rudisten in großer Menge beobachtet.

Als tiefstes Glied der zusammenhängenden Sedimentserie, aus welcher Mezzo und Calamotta aufgebaut erscheinen, wurde ebenfalls eine Mischzone von Kalk und Dolomit ausgeschieden, doch bietet dieselbe jener des Scoglio San Andrea gegenüber einen nicht leicht

übersehbaren Unterschied dar. Während man nämlich in letzterer einem lebhaften Wechsel der beiden genannten Gesteinsarten begegnet, haben wir es daselbst, kurz gesagt, mit grauem, dickbankigem Dolomit zu tun, in dem sich große Linsen und Züge von hellgrauem dichtem Kalk, die eventuell auch abgetrennt und auf der Karte als selbständige Schichtenkomplexe eingetragen werden könnten, eingeschaltet finden. Diese Zone nimmt einen schmalen, bloß in dem von der Berghöhe San Fermo vorspringenden Sporne etwas breiteren Terrainstreifen an der südwestlichen Küste von Mezzo ein. Ihr letzter, kleiner, aus dem Meer emportauchender Ueberrest gegen Südost ist die Klippe Skupieli Veliki.

Nun folgt darüber auf Mezzo eine ziemlich mächtige Schichtenserie, welche der Hauptmasse nach wohl als eine rein kalkige bezeichnet werden muß. Sie reicht in ihrer Breitenausdehnung im Norden bis an die Bucht von Lopud, im Süden bis an die den Namen „Valle Bisson“ führende Bay und setzt sich aus hellgrauen, zuweilen aber auch etwas dünkler gefärbten, dichten Kalken mit splittrigem, seltener muschligem Bruch zusammen, unter denen hin und wieder auch Lagen mit einem Stich ins Rötliche anzutreffen sind. Die Absonderung findet vorzugsweise in dicken Bänken statt. Einige der dunkleren Sorten erweisen sich als schwach bituminös. Spuren von Rudisten wurden vor allem am Küstenrand entlang der Bissonbucht festgestellt. Wie schon erwähnt wurde, liegt hier eine im wesentlichen kalkige Fazies vor. Nur im nordwestlichsten Teile macht sich an der Basis gegen das ältere Glied eine Beimengung dolomitischer Lagen bemerkbar, und diese steigert sich dann in der Fortsetzung des Zuges nach Nordwest auf der Insel Giuppana (Šipanj) so sehr, daß man dort nur mehr von einer Mischzone sprechen kann. Gegen Südost verschwindet unsere Schichtgruppe in den Klippen Skupieli mali geradeso wie die vorhin beschriebene im Skupieli Veliki völlig unter dem Meeresspiegel, ohne in dem Umkreise der Insel Calamotta wieder über demselben aufzutauchen.

In dem mittleren Teile von Mezzo samt dem größeren südwestlichen Abschnitte des Polugherückens herrschen gelblichweiße oder lichtgraue, sehr dick gebankte Dolomite ohne Beimischung von Kalk. Dieser rein dolomitische Sedimentkomplex der Oberkreide, der die bedeutendste Mächtigkeit aufweist, setzt sich weiter nach Calamotta fort, wo auf denselben nahezu die Hälfte des Areals des Inselgerüstes entfällt. In den niedrigeren Bergen und ihren mehr gerundeten Formen prägt sich hier, nebenbei gesagt, auch ein auffälliger morphologischer Unterschied aus gegenüber den übrigen Zonen.

Das nächstfolgende, fünfte oberkretazische Glied wird ausschließlich durch Kalke gebildet. Sein Hauptverbreitungsgebiet befindet sich auf der Insel Giuppana, aber auch auf der Insel Mezzo umfaßt es noch ein verhältnismäßig großes Stück des Geländes an der nordöstlichen Küste. Als ein breites Band durchzieht es sodann die Mittelregion von Calamotta und läßt sich daselbst nach kurzer Unterbrechung durch die kleine Bay von Gornje selo oberflächlich bis zur Punta Bulinak verfolgen, wo im Anschluß an die ältere Dolomitserie noch ein ganz kleiner Ueberrest desselben ansteht.

Die hiehergehörenden Kalke haben das gleiche Aussehen wie jene der dritten Unterabteilung im San Fermo-Bergrücken. Nähere diesbezügliche Darlegungen sind daher überflüssig. Eine flüchtige Erwähnung verdient jedoch die mit dem petrographischen Charakter innig zusammenhängende Erscheinung, daß hier der orographische Gegensatz zwischen der durch sanft gerundete Bergumrisse ausgezeichneten dolomitischen Unterlage und den darüber vielfach in sehr schroffen Wänden aufstrebenden Kalkbergen streckenweise besonders scharf hervortritt. Es ist dies namentlich der Fall am Kastellberge von Lopud und an der kulminierenden Erhebung von Mezzo, dem 216 *m* hohen Polačicaberge.

Versteinerungen, und zwar durchweg Rudisten, konnten an vier Punkten konstatiert werden. Ueberall handelt es sich aber nur um schlechte Auswitterungen auf den Schichtflächen bestimmter Lagen, so an zwei Stellen in dem Vororte San Michele von Lopud, am Weg gegen Scoglio Marnić, an einem Punkte der nordöstlichen Küste von Mezzo im Bereiche der Abdachung des Polačicaberges gegen den Kanal von Calamotta und bei Donje selo auf der Insel Calamotta.

Auf der eben besprochenen Kalkmasse ruht endlich ein Sedimentkomplex, in welchem graue dickgebankte Dolomite mit grauen dichten Kalken unregelmäßig alternieren. Hierbei zeigt es sich, daß die Dolomite etwas stärker als die Kalke entwickelt sind. Dieser Komplex bleibt innerhalb der Grenzen der vorliegenden Karte auf den halbinselartig vorspringenden nördlichsten Teil des Eilandes Calamotta beschränkt, der gegen Nordwest in das Kap Ratac ausläuft.

Das oberkretazische Gerüst der uns beschäftigenden Inseln dient nun, wie eingangs gesagt wurde, als Unterlage zwei verschiedenen ganz jungen kontinentalen Bildungen, zunächst der Terra rossa, welche nach gewissen aus der Lagerung sich ergebenden Anzeichen zu schließen, schon im Pliocän entstanden sein dürfte, und dann äolischen Sand- und Staubanhäufungen pleistocänen Alters. Im folgenden wollen wir die letztgenannten Absätze, da sie wegen ihrer stärkeren Verbreitung viel wichtiger erscheinen als die Roterde, an erster Stelle ins Auge fassen.

Gleich zu Anfang sei erwähnt, daß man in den meisten Fällen, in denen die Auflagerungsgrenze einigermaßen entblößt ist, die Flugsande unmittelbar auf der Oberkreide liegen sieht. Nur an etlichen nicht gerade zahlreichen Punkten trifft man Verhältnisse an, die der Ueberzeugung Raum schaffen, daß da und dort auch die Terra rossa die Basis bildet.

Ausgenommen jene Gegenden, in denen Umschwemmungen, von welchen später noch die Rede sein wird, stattgefunden haben, treten uns überall an den besagten Sedimenten die für subaërische Ablagerungen bezeichnenden Merkmale in deutlichster Entwicklung entgegen. Wir haben es daselbst mit braunroten, tonhältigen Sanden zu tun, die in ihrer ganzen, mitunter bis über 20 *m* anwachsenden Mächtigkeit nicht eine Spur von Schichtung aufweisen. Die durch fließende Wässer erzeugten engen, schluchtenartigen Einrisse in solchen Terrains und die senkrecht abstürzenden Wände erinnern lebhaft an Lößlandschaften. Und doch ist die lithologische Zusammensetzung so sehr

verschieden von jener des Lößes, daß die Anwendung dieser Bezeichnung hier durchweg völlig ausgeschlossen erscheint.

Als der wesentliche Bestandteil unseres Sedimenttyps stellt sich immer der Sand dar, während der beigemischte braunrote Tonstaub darin fast ausnahmslos eine mehr untergeordnete Rolle spielt. Die weitaus überwiegende Hauptmasse des Sandes besteht aus Quarzkörnern, neben welchen übrigens auch Körnchen von Feldspat und von Hornstein ziemlich häufig anzutreffen sind. Andere Minerale kommen dagegen im Vergleich zu den eben genannten stets nur in geringer Menge vor [1]). Besonders überraschend wirkt dabei die Tatsache, daß in keiner von den mitgebrachten Proben Kalkkörner nachgewiesen werden konnten. Da die Untersuchung überdies in allen Fällen den Mangel jeglicher Spur von Kalkstaub ergeben hat, so müssen wir annehmen, daß die ungeschichteten, durch Wind zusammengetragenen Massen sowohl auf der Insel Mezzo als auf Calamotta überall oder zumindest auf den meisten Strecken vollständig kalkfrei sind. Der Sand ist konstant nur mit reinem eisenschüssigem Tonstaub vermischt, dessen Menge namhaften Schwankungen unterliegt und der von der in Süddalmatien ziemlich ausgedehnte Gebiete einnehmenden, geologisch älteren Terra rossa herrühren dürfte. Dieses tonige Bindemittel verleiht auch unserer Ablagerung eine gewisse, an den Löß erinnernde Festigkeit, welche niemals so weit herabsinkt, daß es anginge, von lockeren Sanden zu sprechen. Letzteren nähern sich, jedoch keineswegs in stärkerem Ausmaße, bloß bestimmte Partien der Flugsande bei Donje selo auf der Insel Calamotta.

Die Frage, woher der quarzreiche Sand stammt, läßt sich vorderhand nicht mit Sicherheit beantworten und soll auch hier nicht weiter erörtert werden. Es mag nur flüchtig angedeutet werden, daß als nächstliegend der Vermutung Ausdruck zu verleihen wäre, daß die Hauptmenge des sandigen Materials die verwitterten Flyschsandsteine geliefert haben. Darüber, daß in den in Rede stehenden äolischen Sandanhäufungen Kalkkörner und Kalkstaub ursprünglich nicht gefehlt haben, kann namentlich in Anbetracht des Wechsels von Flyschterrains mit kalkigen und dolomitischen Gebieten wohl kaum ein Zweifel obwalten. Der Kalk ist jedenfalls erst nachträglich völlig ausgelaugt worden und eine Bekräftigung der eben ausgesprochenen Ansicht darf unter anderem in dem Umstande erblickt werden, daß sich die der gleichen Zeit angehörenden subaërischen Sandablagerungen Istriens, Nord- und Mitteldalmatiens nach den Berichten G. Stache's, R. Schubert's, L. Waagen's und anderer Forscher durch einen namhaften

---

[1]) Auf Grund einer freundlichen Mitteilung meines Kollegen Herrn Prof. A. Rosiwal, der die große Liebenswürdigkeit hatte, eine Sandprobe von der Insel Calamotta genauer mikroskopisch auf ihre Mineralbestandteile zu untersuchen, bin ich in der Lage zunächst zu berichten, daß darin weißer bis farbloser Quarz, trübe kaolinisierte Feldspate und rote oder braune gerundete Hornsteinkörnchen überwiegen. Außerdem konnte Prof. Rosiwal feststellen an dunklen bis schwarzen Mineralen: Lydit (?) und Magnetit, an grünen Mineralen: fragliche Grünschieferfragmente, Hornblende und Helminth in Feldspat und dann geringe Mengen von Biotit, Muskovit, Zirkon sowie Aktinolith (?). Mit dem Magnet ausziehbar waren Verwachsungen von Feldspaten mit Magnetit und kleine Partikeln dieses Minerals.

Kalkgehalt auszeichnen, manchmal sogar viel Kalkkörner enthalten. Zwischen unserem Gebiet und den letzterwähnten besteht also bezüglich der altquartären Flugsande insofern ein größerer Unterschied, als hier eine vollkommene Auslaugung der Kalkpartikeln stattgefunden hat, während sich dort dieser Vorgang entweder gar nicht oder nur in geringem Ausmaße bemerkbar macht[1]).

Ueber die Verbreitung der pleistocänen Flugsande auf Mezzo und Calamotta ist angesichts dessen, daß die beiliegende Detailkarte genügende Belehrung gibt, nicht viel zu berichten. Aus der Karte ist auch leicht zu ersehen, daß diese Sedimente, wie das ja bei äolischen Absätzen nicht anders zu erwarten ist, sehr verschiedene Höhenlagen einnehmen. Ein großer Teil erhebt sich in seiner Basis kaum einige Fuß über dem Meeresspiegel. Als der höchstgelegene erweist sich der kleine Lappen zwischen dem Kastell von Lopud und dem Polačicagipfel. Er dehnt sich in ungefähr 160 *m* Seehöhe aus.

Von den eigentlichen Verbreitungsgebieten aus, welche alle, soweit sie nur einigermaßen wichtig erschienen, auf der Karte zur Ausscheidung gekommen sind, werden nach der Lockerung und dem Zerfall des Sediments der feine Sand und Staub in der Gegenwart durch Winde fortdauernd über das ganze Gebirge gestreut. Man begegnet daher fast überall solchen auf sekundärer Lagerstätte befindlichen, rezenten Sandansammlungen. Sie füllen bald da, bald dort kleinere und größere Ritzen, Spalten und Vertiefungen in dem dolomitisch-kalkigen Felsenboden aus, erreichen aber nirgends eine so weitgehende Bedeutung, daß sie bei der Schilderung des geologischen Baues zu berücksichtigen wären.

Auch auf dem Scoglio San Andrea wurden von mir derartige ganz kleine Anhäufungen des lockeren diluvialen Flugsandes in den

---

[1]) Die Literatur, in welcher diese Bildungen bald ausführlicher, bald kürzer zur Besprechung gelangen, und die zu nicht geringem Teile im Anschluß daran auch die mit dem Auftreten besagter Sedimente eng verknüpfte Frage nach der Entstehung der Adria behandelt, ist so groß, daß ich es für tunlich erachte, hier von einer Zitierung derselben abzusehen. Nur vier Arbeiten sollen im nachstehenden genannt werden, die unter anderem deshalb höchst wichtig sind, weil man aus ihnen nahezu die ganze einschlägige Literatur entnehmen kann. Es sind dies: G. Stache, Die liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. (Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889, Bd. 13.) — M. Kišpatić, Der Sand von der Insel Sansego (Susak) bei Lussin und dessen Herkunft. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1910) — A. Grund, Beiträge zur Morphologie des dinarischen Gebirges. (Geogr. Abhandl. her. v. A. Penck, Berlin 1910, Bd. 9, Heft 3.) — R. Schubert, Die Küstenländer Oesterreich-Ungarns. (Handb. d. reg. Geologie, Heidelberg 1914, Bd. 5, Abt. 1 *A*). Besondere Hervorhebung verdient hierbei die Abhandlung von A. Grund. In derselben hat nämlich der leider so früh der Wissenschaft entrissene, auf dem Felde der Ehre gefallene Autor seine hochinteressanten und bedeutsamen Forschungen über die Geschichte des Adriatischen Meeres in sehr anschaulicher und präziser Art zusammengefaßt. Zur Ergänzung möchte ich endlich noch drei Publikationen aus der neuesten Zeit erwähnen, die, da sie erst im Jahre 1914 erschienen sind, in dem von R. Schubert (l. c) gelieferten Literaturverzeichnisse nicht angeführt werden konnten. Es sind das: A. Gavazzi, Ueber die vertikalen Oszillationen des adriatischen Meeresbodens. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1914) und folgende zwei Blätter der geologischen Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österreichisch-ungarischen Monarchie im Maßstabe 1:75.000: Blatt Busi (von H. Vetters) — Blatt Unie—Sansego (von L. Waagen).

Klüften und Löchern der oberkretazischen Kalke und Dolomite beobachtet. Hier handelt es sich jedoch gewiß nicht um rezente Anwehungen. Die Entfernung von den nächsten Landstrecken, den Inseln Mezzo und Calamotta, ist so groß, daß wir nicht annehmen können, der Transport sei in der Jetztzeit von dort durch Winde erfolgt. Es ist nur die eine Erklärung möglich, daß diese Verstreuung noch während des Pleistocäns aus vielleicht benachbarten, heute vom Meer bedeckten Regionen stattgefunden hat. Der Scoglio San Andrea liegt nämlich geradeso wie die Eilande Mezzo und Calamotta noch innerhalb der 90 Meter-Isobathe, also im Bereiche jenes insularen Gebietsstreifens, der nach den hochinteressanten Forschungsergebnissen A. Grund's während der pleistocänen Periode ähnlich wie im Miocän und Pliocän mit dem dalmatinischen Festland zusammenhing und erst in postglazialer Zeit durch bruchlose Senkung des ganzen Landes zum großen Teil von dem von Westen und Süden her eingedrungenen Meere überflutet wurde, so daß die heutigen Meereskanäle früheren Tälern und tieferen Depressionen entsprechen. Das scharfe Abschneiden der auf ein Wüsten- oder Steppenklima in einem Teil des Pleistocäns hindeutenden Flugsande an der Küste, das sowohl auf Calamotta als auf Mezzo an mehreren Stellen sehr schön beobachtet werden kann, ist wie sonst auch da lediglich auf die Abrasionstätigkeit des Meeres an den Grenzen der untergetauchten Regionen zurückzuführen.

In dem nördlichsten Teile von Mezzo, wo sich der Vorort Lopuds San Michele ausdehnt, und auf dem Bergrücken Polughe wurden den in Rede stehenden Bildungen auch einzelne Lappen eines auf der Oberkreide übergreifend lagernden Sediments zugerechnet, das von den äolischen Sanden der übrigen Lokalitäten merklich abweicht und sich als ein Mischprodukt der Flugsande mit der Terra rossa darstellt. Es handelt sich daselbst offenbar um Terrains, in welchen die schon größtenteils der Abwehung und Verschwemmung anheimgefallenen Flugsande auf der Roterde ruhen und wo die Vermischung der Unterlage mit den Resten des Deckmaterials eine Folge des auf diesen Strecken herrschenden intensiven Feld- und Gartenbaues ist.

Nun erübrigt es uns, jene Partien der diluvialen äolischen Ablagerungen etwas näher zu betrachten, die eine Umschwemmung erfahren haben und demzufolge eine deutlich ausgeprägte Schichtung zur Schau tragen. Auf dieselben entfällt vor allem ein sehr großer Teil des sich an der nordwestlichen Bucht von Mezzo, der Reede Lopuds, ausbreitenden Lappens und außerdem begegnen wir ihnen auf der entgegengesetzten Seite im Valle Bisson, wo sich besonders lehrreiche Aufschlüsse davon auf einer kurzen Erstreckung unmittelbar an der Küste der Beobachtung darbieten. Auf der Insel Calamotta scheinen sie dagegen gänzlich zu fehlen; wenigstens wurden dort bisher keine Anzeichen gefunden, die für deren Vorkommen sprechen würden.

Sämtliche umgeschwemmten Komplexe, welche, nebenbei gesagt, entweder inmitten der durch Wind zusammengewehten tonigen Sande oder von oben her frei bloßgelegt liegen, besitzen den gleichen Habitus. Ueberall herrscht ein Wechsel von grauen, zumeist dünngebankten und nur selten mächtigere Lagen bildenden Sandsteinen

mit umgeschwemmten, stellenweise von mitgerissenem Gehängeschutt unregelmäßig durchsetzten Sanden. Dazwischen nimmt man aber mitunter auch Sandschichten wahr, die den Charakter unveränderter, nicht umgelagerter äolischer Sedimente nicht verleugnen und nur als solche aufgefaßt werden können.

Was zunächst die Sandsteine betrifft, so hat die Untersuchung vieler Proben das Resultat geliefert, daß darin, abgesehen von dem kalkigen Bindemittel, der Kalk stets auch in der Form von Körnern vorhanden ist, deren Menge variiert und deren Hinzutreten einen scharfen Unterschied gegenüber dem nicht umgeschwemmten Sedimentmaterial ausmacht. Hie und da findet man darin als Einschlüsse überdies vereinzelte größere eckige Kalk- und Dolomitbrocken. Es kann wohl kein Zweifel darüber obwalten, daß die Sandsteine nichts anderes darstellen, als bei der Umlagerung durch strömendes Wasser vom eisenschüssigen roten Tonstaub gereinigte und dadurch entfärbte quarzreiche Flugsande, in die erst auf diesem Wege wieder Körner von Kalk und Dolomit von dem umgebenden Gebirge hineingekommen sind und welche dann durch Kalk verkittet und verfestigt wurden. Mit der bezeichneten Entstehungsweise steht auch die häufige Erscheinung im Einklang, daß die Platten eine bald mehr, bald weniger gekrümmte, vielfach stark gedrehte Gestalt haben oder sich gitterartig durchbrochen sowie auch stalaktitenähnlich zeigen.

Bezüglich der mit den Sandsteinen wechselnden umgeschwemmten Sande wäre hervorzuheben, daß in denselben an manchen Stellen, wie ich schon früher kurz angedeutet habe, vereinzelt oder in größerer Anzahl eckige Brocken von Kreidekalk und Dolomit eingestreut vorkommen. Das stärkste Ausmaß erreichen solche unregelmäßig verteilte und auskeilende Anhäufungen scharfkantiger, also gar nicht abgerollter Kalk- und Dolomitstücke von verschiedener Größe in gewissen Lagen an der Küste entlang des Nordwestrandes der Bissonbucht. Dort gibt es auch Bänke, die von diesem ziemlich groben Schutt fast ganz durchzogen sind. In dem Gebiete von Lopud gehören hingegen selbst gar nicht auffallende, sehr untergeordnete Einstreuungen besagter Art zu den Seltenheiten.

Während die umgeschwemmten Partien des an der Bissonbucht abschneidenden Lappens, soweit sie nur aufgedeckt sind, horizontale Lagerung aufweisen, kann in dem größten nordwestlichen Verbreitungsgebiete unserer diluvialen Bildungen unterhalb des vom Hafen von Lopud zur Kirche der Madonna da Bisson im Innern der Insel führenden Weges auch flache ursprüngliche Neigung der Schichten beobachtet werden.

Der Zeitpunkt der Umlagerung läßt sich innerhalb relativ enger Grenzen leicht bestimmen. Er fällt keineswegs in die rezente Periode, sondern ins Pleistocän. Der Umstand, daß die umgeschwemmten Komplexe teilweise inmitten der typischen Flugsande auftreten und daß sich äolisch gebildete Lagen in dem vom fließenden Wasser abgesetzten Material eingeschaltet finden, dient meiner Ansicht nach als Beweis für die zeitlich sehr enge Zusammengehörigkeit beider Arten von Sediment. Es liegt nahe sich vorzustellen, daß während der in Betracht

kommenden Trockenperiode des Pleistocäns, als auf bestimmten Strekken große Massen von Flugsanden zusammengeweht wurden, zeitweise plötzliche starke Regengüsse eintraten und daß durch diese die Umschwemmung eines Teiles des subaërisch angesammelten Materials lokal zustande gekommen ist, worauf dann darüber wieder die Anhäufung von Tonstaub und Sand durch Winde ihren Fortgang nahm. Nach dieser Anschauung dürfte es sich hier also um ähnliche Vorgänge gehandelt haben, wie sie sich heute in Wüsten- und Steppengegenden von Zeit zu Zeit abspielen und die in so meisterhafter Weise von Johannes Walther geschildert worden sind[1]). Eine andere Erklärung, die nicht weniger Wahrscheinlichkeit für sich hat als die eben vorgebrachte und die übrigens mit der letzteren aufs innigste zusammenhängt, besteht dann in der Annahme, daß die Umlagerung direkt in regenreichere Zwischenphasen des betreffenden Altquartärabschnittes fällt.

Zum Schlusse will ich noch beifügen, daß Fossilien in den pleistocänen Flugsanden der Inseln Mezzo und Calamotta außerordentlich selten zu sein scheinen. Die bisherige Ausbeute beschränkt sich auf einen einzigen, nicht näher bestimmbaren Knochenrest, welcher in einer Sandsteinbank bei Lopud, am Fuße der die Ruinen der San Giovanni-Kapelle tragenden Bergkuppe aufgefunden wurde.

Die Terra rossa bietet nichts dar, was einer besonderen Erwähnung wert wäre. Ihre Verbreitung ist, wie schon einmal gesagt wurde, eine viel geringere als die der zuvor behandelten Ablagerungen und sie gelangte auch auf der beiliegenden Detailkarte gar nicht zur Ausscheidung, weil von jenen Terrains, wo sie allein, ohne mit den jüngeren Flugsanden vermischt zu sein, auftritt, keines eine Bedeutung erreicht, die ein solches Vorgehen rechtfertigen würde.

Eine verschwindend kleine Rolle fällt in dem Aufbaue unserer Inseln endlich konglomeratischen Bildungen zu, die uns da und dort bloß in der Form von Kluftausfüllungen entgegentreten. Dieselben konnten bis jetzt nur auf der Insel Mezzo im ganzen an vier Punkten im Bereiche der oberkretazischen Kalke und Dolomite konstatiert werden, und zwar an zwei Stellen der sich von Lopud über den Vorort San Michele gegen den Scoglio Marnić hin ausdehnenden nördlichsten Region, in der südwestlichen Umrandung der Bissonbucht nahe der Strandlinie und auf der südwestlichen Seite des Polughe-Rückens gleich oberhalb des Meeresspiegels. Davon weist nur die zuletzt genannte Kluftausfüllung größere Dimensionen auf, so daß mir ihre Eintragung auf der Karte im Gegensatz zu den anderen Vorkommnissen zweckdienlich erschien. Sie ist von der Brandung angenagt und zeigt sich infolgedessen zum großen Teil bloßgelegt.

Die durchgehends sehr festen Konglomerate werden durch bald dichter, bald schütterer zusammengedrängte Rollstücke von Kalk und

---

[1]) Johannes Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2. Auflage, Leipzig 1912.

Dolomit gebildet, welche hauptsächlich aus oberkretazischen Terrains stammen dürften und die in einer harten kalkigen Grundmasse stecken. Das vorwiegend durch Eisenoxyd rotgefärbte Bindemittel enthält neben dem Kalk auch geringe Quantitäten von Quarzsand und von Ton. Daß wir es hier mit einer verhältnismäßig jungen Ablagerung zu tun haben, leuchtet wohl auf den ersten Blick ein, aber ein sicheres Urteil in engeren Grenzen über das Alter läßt sich wegen Mangels an Versteinerungen und anderen Anhaltspunkten leider nicht abgeben.

Wien, im September 1915.

Ueber die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teile des südöstlichen Flügels des Barrandiens.

(Ein Beitrag zur Kenntnis der variskischen Gebirgsbildung in Mittelböhmen.)

Von Dr. Radim Kettner.

Mit 1 Karte (Tafel Nr. III) und einer tabellarischen Uebersicht.

Die bisherigen Besprechungen der tektonischen Verhältnisse des mittelböhmischen Faltengebirges befassen sich gewöhnlich nur mit den die Schichtenkomplexe betreffenden Dislokationen und Störungen; den verschiedenen Eruptivgesteinen aber, von welchen die Schichten überall durchbrochen werden, ist jedoch bis heute vom geologisch-tektonischen Standpunkte aus verhältnismäßig nur wenig Aufmerksamkeit gewidmet worden. Und doch hängen die Eruptionen der einzelnen Erstarrungsgesteine mit den tektonischen Vorgängen so eng zusammen, daß die Art ihres geologischen Auftretens und ihr Alter nur beim gleichzeitigen und gründlichen Studium der Tektonik richtig aufgefaßt und erklärt werden kann.

Das imposante Ereignis der variskischen Gebirgsbildung äußert sich in Mittelböhmen nicht nur in der intensiven Zusammenfaltung der ursprünglich beinahe horizontalen altpaläozoischen Schichten und in der Entwicklung verschiedener Ueberschiebungen, Längs- und Querstörungen, sondern auch in einem heftigen Tiefenvulkanismus, dessen Intensität im Emportreten und der Erstarrung der ungeheuren mittelböhmischen Granitmasse ihr Maximum erreicht hat. Die Differentiation des ursprünglichen Magmas und die Entleerung des magmatischen Herdes der mittelböhmischen Granitmasse, die sich in den häufigen Eruptionen verschiedenster Gesteine so klar kundgibt, erfolgten Hand in Hand mit den einzelnen tektonischen Phasen der variskischen Gebirgsbildung, so daß es möglich ist, einerseits das Eintreten der einzelnen tektonischen Störungen durch die Eruptionen der Eruptivgesteine relativ ziemlich richtig zu datieren, anderseits wieder in dem Zeitraume zwischen der Entstehung von zwei untereinander verschiedenen Störungen eine Anzahl von Eruptionen zu interpolieren.

Durch die geologischen Untersuchungen in der Nähe des mittelböhmischen Granitmassivs läßt sich leicht nachweisen, daß gewisse

Eruptivgesteine (namentlich gilt dies von den Diabasgängen) im weiteren Gebiete eine gemeinschaftliche Richtung ihres Durchsetzens konstant behalten. Diese Regelmäßigkeit ist nur dadurch zu erklären, daß das Aufsteigen der erwähnten Ganggesteine durch ein präexistierendes Spaltensystem bedingt worden ist. Die Entstehung der Spalten hängt aber von gewissen, in der Erdrinde sich abspielenden tektonischen Vorgängen ab, deren Ursache gewiß in der Faltung der Schichtenkomplexe liegen muß. Einerseits werden die Schichten durch einen Druck stark zusammengepreßt und zerklüftet, anderseits wieder entsteht durch zerrende Kräfte ein System von Klüften und Spalten, welche den beim ersterwähnten Prozesse erzeugten „Druckspalten" als „Zugspalten" gegenübergestellt werden können.

Mit einer geologischen Aufnahme des algonkischen Moldaugebietes südlich von Königsaal, der Umgebung von Neu-Knín und Dobříš, sowie der Příbramer Gegend beschäftigt, habe ich immer den außerordentlich häufigen Eruptivgesteinen, welche das ganze Arbeitsgebiet durchschwärmen, ein besonderes Augenmerk zugewendet. Tiefe Einschnitte des Moldaugebietes und ihrer Zuflüsse, namentlich die des Kocábatales, die prachtvolle Aufschlüsse bieten, haben mir ermöglicht, nicht nur die tektonischen Phasen der ganzen Gebirgsbildung gründlich wahrzunehmen, sondern auch die gegenseitigen Altersverhältnisse der Eruptivkörper genau zu bestimmen.

Der Umstand, daß die Eruptivgesteine eine mannigfaltige geologische Gestalt erkennen lassen, war mir besonders bei der Arbeit im algonkischen Moldaugebiete sehr willkommen. Bei der bekannten petrographischen Beschaffenheit des algonkischen Schichtenkomplexes, welcher in der Regel keine festen Leithorizonte aufweist und aus diesem Grunde namentlich im Moldaugebiete außerordentlich monoton erscheint, haben mir die Eruptivgänge manchmal die einzige Grundlage dazu geboten, die verwickelten tektonischen Verhältnisse enträtseln zu können.

Abgesehen von den algonkischen effusiven Spilitgesteinen, welche einerseits ganz vereinzelt bei Závist und Záběhlice nächst Königsaal, anderseits in der II. Příbramer Schieferzone sowie in der NW-Umgebung von Dobříš zum Vorschein kommen[1]) und bei den Vorgängen der variskischen Faltung sich passiv verhalten, sind in unserem Gebiete alle übrigen Eruptivgesteine intrusiv und gehören sämtlich dem gemeinschaftlichen magmatischen Herde des mittelböhmischen Granitmassivs an.

In bezug auf die Faltung können in unserem Gebiete zweierlei Eruptivgesteine unterschieden werden. Die einen erweisen sich als älter als die Hauptfaltung der Schichtenkomplexe, die anderen — an Anzahl die meisten — fallen in die Periode der Faltung oder

[1]) R. Kettner, Ueber einige Eruptivgesteine im Algonkium des Moldaugebietes, Bull. int. der böhm. Akad., Prag 1912; derselbe, Ein Beitrag zur Kenntnis der geol. Verhältnisse der Umgebung von Königsaal. Verh. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1914; derselbe, Zpráva o geologických studiích v okolí Dobříše a Nového Knína, Sborník čes. spol. zeměvědné 1915; Fr. Slavík, Ueber Spilite im Příbramer Algonkium. Vrba-Festschrift u. Bull. int. der böhm. Akad., Prag 1915.

sind jünger als die Faltung. Die erste Gruppe umfaßt nur eine ganz geringe Anzahl von Eruptivgesteinen.

Zu den alten Eruptivgesteinen zähle ich die Porphyr- und Porphyritlagergänge des Moldaugebietes sowie die Diabaslagergänge von Záběhlice und Závist bei Königsaal. Die Porphyr- und Porphyritlagergänge kommen hier in zwei voneinander getrennten Gebieten zum Vorschein, und zwar: in einem Streifen zwischen Jíloviště und Točná und in der Gegend zwischen Mníšek und der Moldau bei Davle.

Durch genaue geologische Kartierung in der letztgenannten Gegend gelang es mir nachzuweisen, daß die dort vorkommenden Lagergänge vor der Abtragung der Schichten untereinander zusammenhingen und eigentlich einen gemeinschaftlichen eruptiven Körper bilden, welcher die algonkischen Schichten im ganzen nicht quer durchsetzt, sondern in allen seinen Querschnitten als eine konkordante Einlagerung im Schichtenkomplexe erscheint. Der Körper besteht aus einem mehr als 500 *m* mächtigen zentralen Lagergange, der den bewaldeten Bergrücken „Děsina“ zwischen Zahořany und Bojov aufbaut, und aus zahlreichen kleineren Lagergängen, welche aus dem erwähnten zentralen Teile als Apophysen fingerartig in den benachbarten Schichtenkomplex hervorgehen [2]).

Unter den eruptiven Körpern, welche in eine Schichtenserie konkordant eindringen, können besonders die Lakkolithen und die Lagergänge unterschieden werden; zwischen diesen beiden eruptiven Gebilden existieren graduelle Uebergänge. Die fingerartige Zerteilung des zentralen Teiles unseres Porphyr- und Porphyritkörpers in kleinere Lagergänge ist ein charakteristisches Merkmal des Lakkolithen und erinnert lebhaft an das bekannte Cross'sche Profil durch den Lakkolith vom Zederbaumtypus der La Plata Mnts (Colorado) [3]). Da die Schichten im Hangenden des zentralen Teiles nirgend kuppelförmig aufgewölbt erscheinen, was besonders bei den Lakkolithen vorkommen soll, so kann der Porphyr- und Porphyritkörper zwischen Mníšek und Davle vom geologischen Standpunkte am besten als eine Uebergangsform vom einfachen Lagergange zum Lakkolithe vom Zederbaumtypus bezeichnet werden.

Zur Entstehung eines solchen Körpers ist namentlich diese Bedingung erforderlich: Die Schichten, in welche das Magma konkordant eindringen soll, dürfen durch keine Diaklasen gestört werden, so daß die Schichtenfugen Flächen geringsten Widerstandes bilden. Diese Bedingung kann aber nur bei den noch nicht gefalteten und demgemäß horizontal gelagerten Schichten erfüllt sein. Es mußte also der lakkolithenartige Porphyr- und Porphyritkörper des Moldaugebietes zwischen Mníšek und Davle noch vor dem Beginne der Hauptfaltung des algonkischen Schichtenkomplexes

---

[2]) R. Kettner, Ueber die lakkolithenartigen Intrusionen der Porphyre zwischen Mníšek und der Moldau. Bull. int. der böhm. Akad., Prag 1914.

[3]) Whitman Cross, The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona, 14 Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, II. 1894.

eingedrungen sein. Diese Annahme findet ihre Bestätigung in der Tatsache, daß der Moldauer lakkolithartige Körper wirklich alle Phasen der variskischen Gebirgsbildung mitgemacht hat: Er wurde gefaltet, nach denselben Spaltensystemen, wie die benachbarten Schichten zerklüftet, von Diabasgängen der NNO-Richtung durchbrochen und endlich in der NW-Richtung verworfen.

Dasselbe, was hier über den lakkolithenartigen Porphyr- und Porphyritkörper von Davle gesagt wurde, gilt auch für die Porphyrlagergänge des Streifens zwischen Jiloviště und Točná. Auch diese Lagergänge bilden zusammen einen lakkolithenartigen Körper, welcher mit dem Davle-Mníšeker Körper gleichzeitig in den algonkischen Schichtenkomplex eingedrungen ist. Es scheint, daß die Diabaslagergänge, welche südlich von Záběhlice (im Moldautale) in der unmittelbaren Nähe der Porphyrlagergänge auftreten und stellenweise auch allmähliche Uebergänge in die Porphyrgesteine erkennen lassen, als Fazies gleichfalls zu diesem nördlichen lakkolithischen Körper des Moldautales gehören.

Was das Alter der Porphyr-, Porphyrit- und Diabaslagergänge des algonkischen Moldaugebietes betrifft, so bestehen zwei Möglichkeiten. Entweder handelt es sich um selbständige eruptive Körper, welche noch nicht dem magmatischen Herde des mittelböhmischen Granitmassives entstammen, oder sind es schon Eruptivgesteine, die, wie alle übrigen, an das gemeinschaftliche Magmabassin der mittelböhmischen Granitmasse gebunden sind. Im ersten Falle stellten uns unsere Porphyre und Porphyrite sehr alte Eruptiva vor, deren Intrusion in dem ungemein großen Zeitraume zwischen der Ablagerung der algonkischen Schichten und deren Faltung schwer zu bestimmen wäre.

Für den Fall, daß die zweite Möglichkeit gelten würde, was mir sehr wahrscheinlich scheint, ist es notwendig, die Intrusion der Lagergänge in die Zeit zu verlegen, welche dem Emportreten des mittelböhmischen Granitmassives schon ziemlich nahe liegt, zu der aber noch die ursprüngliche horizontale Lage der Schichten erhalten war. Die Eruption würde dann höchstwahrscheinlich in das Ende des mittleren Devons oder in den Beginn des oberen Devons fallen. Es ist ja schon seit langer Zeit bekannt, daß die oberdevonischen Schichten in Böhmen vollständig fehlen. Da die jüngsten devonischen Schichten Böhmens (Etage *H*) für die Entstehung in einem seichten Meere und in der Nähe des Ufers sprechen, so läßt sich dafürhalten, daß die variskische Faltung in Böhmen verhältnismäßig sehr früh, schon zu Beginn des oberen Devons einsetzen mußte.

Wir können demnach die Moldauer Pophyr- und Porphyritlagergänge für die Vorboten des Schwarmes von Ganggesteinen halten, welche zur Zeit der größten tektonischen Umwälzungen aufstiegen; ihre Intrusion würde uns dann auch eine gewisse Einleitung zum großen und lange dauernden paläozoischen Faltungs- und Eruptionsprozesse bedeuten.

Bevor wir uns mit den übrigen Eruptivgesteinen im SO-Flügel des Barrandiens befaßen werden, wollen wir vorerst die tektonische

Hauptphase der variskischen Gebirgsbildung auf diesen Stellen in Kürze besprechen. Sie war die intensivste von allen und wurden bei ihr die ursprünglich beinahe horizontal gelagerten altpaläozoischen Schichten teils in NO—SW verlaufende Faltenzüge gelegt, teils von vielen streichenden Dislokationen betroffen, welche fast sämtlich den Charakter von Ueberschiebungen besitzen. Die Bewegung, welche längs der Ueberschiebungslinien während dieser Phase stattfand, wurde im NW-Flügel des Barrandiens gegen NW, im SO-Flügel gegen SO gerichtet, so daß daraus ein verhältnismäßig symmetrischer Bau des Gebirges hervorging [4]). Die Ueberschiebungen, welche unser Gebiet durchsetzen, sind fast ausnahmslos als Schollenüberschiebungen aufzufassen; in den meisten Fällen ist es mindestens sicher, daß sie nicht unter Reduktion des Mittelschenkels aus Falten hervorgegangen sind. Der faltende Druck erzeugte schon zu Beginn in den algonkischen und kambrischen Schichten NO—SW streichende Spalten, nach welchen die einzelnen Schollen bei der fortdauernden Wirkung des Druckes einseitig gegehoben und gegen SO auf steil nach NW einfallenden Flächen bewegt wurden.

In der Umgebung von Příbram gehören zu diesen Längsstörungen folgende Strukturlinien: 1. Brda-Ueberschiebung (verläuft durch die Längsachse des Slonovec-Rückens nördlich von Příbram und wird durch das unmittelbare Angrenzen der Třemošná-Konglomerate mit den jüngsten kambrischen Sandsteinen gekennzeichnet; sie ist als die Fortsetzung der tieferstehend erwähnten Hřebeny-Ueberschiebung aufzufassen). 2. Längsstörung des Třemošná-Rückens (die Třemošná-Konglomerate sind hier über die jüngsten kambrischen Sandsteine überschoben worden). 3. Příbramer Lettenkluft (das Algonkium der II. Schieferzone liegt über dem Kambrium der I. Grauwackenzone). 4. Heiligberger Ueberschiebung (sie verläuft in der Mitte der I. Grauwackenzone mit der Příbramer Lettenkluft beinahe parallel, vereint sich mit derselben nördlich von Rosovice und bewirkt das Ueberschieben der „Sádek-Bohutíner“ Grauwacken über den Zug der Třemošná-Konglomerate, welcher vom Vojna-Berge bei Narysov über den Heiligen Berg bei Příbram auf die Anhöhe „Kamení“ bei Rosovice fortschreitet) und andere Längsstörungen innerhalb der I. Grauwackenzone. 5. Dubenecer Ueberschiebung (die erste Schieferzone ist zwischen Dubenec und dem Tuškovský vrch bei Dušníky über die kambrische Dubenec-Druhlicer-Zone überschoben). Wahrscheinlich ist auch die Granitgrenze zwischen Oslí bei Rožmitál und Dušníky bei Dobříš von einer vor dem Emportreten des Granites entstandene Längsstörung prädisponiert. Auch in der nächsten Umgebung von Jince sind einige Ueberschiebungen desselben Charakters, wie die Příbramer, zu konstatieren.

In der Gegend zwischen Dobříš und der Moldau lassen sich insbesondere folgende der Hauptphase angehörenden Längsstörungen

---

[4]) Vgl. Fr. Wähner, Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1916, pag. 57 et seq.

unterscheiden: 1. Hřebeny-Ueberschiebung (sie beginnt bei der Bílá huť südlich von Čenkov, zieht sich entlang des südlichen Gehänges des Kuchynka- und des Hřebeny-Rückens bis zu der Skalka bei Mníšek; die Třemošná-Konglomerate sind hier über die Paradoxides Schiefer und die jüngsten kambrischen Sandsteine überschoben). 2 Příbramer Lettenkluft (sie dringt nordwestlich von Dobříš in das Algonkium und verliert sich bald in demselben). 3. Ueberschiebungen im Kalvarienwalde bei Řevnice[5]. 4. Ueberschiebungen im algonkischen Gebiete östlich von Dobříš. 5. Die Längsstörung des Kocábatales zwischen Neu-Knín und Štěchovice.

Die Mníšek-Závistěr Längsstörung, welche die Grenze zwischen dem Untersilur und dem Algonkium bildet und nach welcher das letzte über das erstere überschoben zu sein scheint[6], gehört nicht zu den Ueberschiebungen der variskischen Hauptphase, sondern zu einer jüngeren Phase der paläozoischon Gebirgsbildung. Der Sinn der Bewegung, die nach dieser Störung stattgefunden hat, ist ein entgegengesetzter (gegen NW). Die Mníšek-Závistěr Störung ist nicht die einzige nach NW gerichtete Ueberschiebung in unserem Gebiete.

Neben den Längsüberschiebungen gibt es manchenorts im Barrandien auch streichende Verwerfungen, also Längsstörungen, nach welchen eine Senkung stattgefunden hat. Diese streichenden Verwerfungen entstanden nach meiner Ansicht bald nach der ersten Faltung und der Bildung der Längsüberschiebungen, und zwar in der Zeit, als der faltende Druck ein wenig nachgelassen hat. Dabei bewegten sich — wahrscheinlich wegen der Schwere — einige kürzlich vorher emporgetürmten Teile des Faltengebirges nach abwärts. In unserem Gebiete gehören zu den streichenden Verwerfungen z. B. die Bruchlinie des Ostrý-Berges nördl. von Jince, die Kozičíner Verwerfung, kleinere Verwerfungen innerhalb der I. Grauwackenzone, Längsverwerfung auf dem Hřebeny-Rücken u. a. Aehnliche Längsbrüche hat neulich auch mein Freund Odolen Kodym in der Umgebung von Prag nachgewiesen und ebenfalls in dem Eisensteinbergbaugebiete von Nučic sollen nach der freundlichen Mitteilung des Herrn Bergingenieurs Wenzel Šusta solche Brüche vorkommen.

Die genaue geologische Kartierung hat uns bereits gelehrt, daß die in der ersten Phase entstandenen Faltenzüge und Ueberschiebungen von zahlreichen quer verlaufenden Störungen betroffen wurden. Die Längsstörungen scheinen an den Querstörungen gewöhnlich unterbrochen und verschiedenartig verschoben zu sein, was darauf hinweist, daß die Querstörungen meistens erst nach der Bildung der NO—SW verlaufenden Faltenzüge und der Längsstörungen entstehen mußten. Der Sinn der Bewegungen, welche diese Querstörungen bewirkt haben, ist verschieden, doch läßt sich schon heute behaupten, daß die wag-

---

[5] Vgl. E. Nowak, Geol. Untersuchungen im Südflügel des mittelböhm. Silurs. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1914.

[6] R. Kettner, Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Königsaal. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1914.

rechten Bewegungen (die Blattverschiebungen) viel häufiger vorkommen als die lotrechten (die Senkungen oder Hebungen).

Bezüglich des Alters der Querstörungen bin ich der Meinung, daß sie in allen Phasen der variskischen Gebirgsbildung nach der Hauptphase entstehen konnten, daß aber manche von ihnen schon bei der während der Hauptphase sich abspielenden Faltung angelegt wurden. Die Senkungen scheinen die jüngsten zu sein, da sie meistens schon zu den letzten Ereignissen der paläozoischen Gebirgsbildung in Mittelböhmen gehören.

Kehren wir nun zu den Eruptivgesteinen zurück! Die oben besprochenen Porphyrlagergänge des Moldaugebietes ausgenommen, die in den algonkischen Schichtenkomplex vor der Hauptphase eingedrungen sind, sind alle intrusiven Gesteine, welche in dem weiten Landstriche zwischen Přibram und der Moldau festgestellt werden konnten, für jünger zu halten, als die während der Hauptphase stattgefundene Faltung der Schichtenkomplexe des Barrandiens. Sie durchsetzen die Schichten diskordant und bilden entweder Gänge, Gangstöcke oder Massive.

Vor allem müssen hier die mächtige eruptive Euler Zone und die zahlreichen kleinen Diabasgänge des Moldaugebietes besprochen werden, deren geologisches Auftreten durch die gemeinschaftliche nordnordöstliche Richtung gekennzeichnet ist. Die Euler Eruptivzone, welche sich von Radlík über Eule und die Sct. Johannes-Stromschnellen gegen SSW weit hinter Živohošť[6a]) zieht und die ansehnliche Breite von 3·5 *km* besitzt, besteht aus verschiedenen zusammengedrückten Quarzporphyren, Granitporphyren, Porphyriten und aplitischen Gesteinen, sowie aus gepreßten und schieferig gewordenen metamorphosierten Grünsteinen (Lamprophyren). Diese gepreßten und schieferigen Eruptivgesteine, in manchen Teilen phyllitischen Gesteinen auffallend ähnelnd, wurden ursprünglich als die Phyllite der Barrande'schen Etage *A* erklärt und von J. Krejčí[7]) nach dem Orte ihrer typischesten Entwicklung als „Euler Schiefer" bezeichnet. H. L. Barvíř gebührt das Verdienst durch eingehende mikroskopische Untersuchungen zum ersten Male nachgewiesen zu haben, daß die „Euler Schiefer" größtenteils nicht sedimentären Ursprungs sind, wie man früher annahm, sondern den umgewandelten Eruptivgesteinen entsprechen[8]).

[6a]) Auf einer mit meinem Freunde Ing. Dr. Bohuslav Stočes im Frühjahr 1917 unternommenen Orientationstour haben wir festgestellt, daß die Euler Zone bis etwa zu Vermĕřice reicht. Hier ist sie vom mittelböhmischen Granit unterbrochen, erscheint aber wieder oberhalb Kamýk a. d. Moldau, woher sie bis in die Mirovicer Gegend südl. von Příbram verfolgt werden kann. Die Gesteine besitzen hier überall den Charakter der Eruptiva der Euler Gegend und sind auch hier stark gepreßt und geschiefert, und zwar wieder in derselben Richtung, wie bei Eule und den St. Johannes-Stromschnellen.

[7]) Geologie čili nauka o útvarech zemských etc. Prag 1877, pag. 385.

[8]) Betrachtungen über die Herkunft des Goldes bei Eule und an einigen anderen Orten in Böhmen. Archiv für die naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. XII, Nr. 1, Prag 1906, pag. 61—68.

Geologisch ist die Euler Eruptivzone besonders wegen ihrer auffallend regelmäßigen Begrenzung gegen das Algonkium interessant. Ihre östliche und westliche Grenze verläuft nämlich in der NNO-Richtung (hora 1—2), und zwar fast geradlinig. Dieselbe Richtung weisen auch die kleinen Diabasgänge der nächsten Umgebung der Euler Zone und des Kocábatales unterhalb Neu-Knín auf. Die Regelmäßigkeit im Verlaufe der in Rede stehenden Eruptivgänge läßt sich nur mit der Annahme erklären, daß schon vor der Intrusion der Gesteine der Euler Zone und der Diabasgänge im algonkischen Schichtenkomplexe ein System von nach NNO streichenden Klüften vorhanden war. Diese Zerklüftung ist in der Tat auch sehr gut wahrnehmbar, besonders im Kocábatale unterhalb N.-Knín, in der Umgebung von Štěchovice und dem Gebiete bei der Mündung des Sázavaflusses, wo die algonkischen Schichten überall in der NNO-Richtung sekundär schiefrig geworden sind. Stellenweise ist die sekundäre Schieferung so imposant entwickelt, daß die ursprüngliche Schichtung der algonkischen Absatzgesteine durch dieselbe ganz verhüllt und demzufolge undeutlich geworden ist und nur durch eine sehr vorsichtige Untersuchung an Ort und Stelle richtig erkannt werden kann.

Das Einfallen der Flächen, welche der sekundären Schieferung und Zerklüftung des Euler und Kocába-Gebietes entsprechen, ist entweder saiger oder sehr steil nach OSO gerichtet.

Neben dieser Hauptzerklüftung und Hauptschieferung kommen in unserem Terraine gleichzeitig noch andere Kluft- und Spaltensysteme zum Vorschein, welche jedoch gegenüber der NNO-Zerklüftung im Hintergrund stehen und nur eine ganz lokale Bedeutung haben. Die mehrmalige Zerklüftung des Euler Gebietes und des Flußgebietes der Kocába ist besonders in morphologischer Hinsicht wichtig, weil die einzelnen Richtungen als Grundlagen zur Talbildung dienen [9]).

Die NNO—SSW-Zerklüftung verdankt ihre Entstehung einem ungeheuren Gebirgsdruck, welcher bald nach der Zusammenfaltung der algonkischen Schichten eintreten und sich in der OSO—WNW-Richtung fortpflanzen mußte. Im Zuge zwischen Eule und Živohoušť a. d. Moldau erscheinen die Merkmale der Zerklüftung am deutlichsten; in der Richtung gegen Westen nimmt die Intensität des Druckes allmählich ab, so daß die Klüfte der NNO-Richtung je entfernter von der Euler Zone, desto undeutlicher und spärlicher zum Vorschein kommen. Dabei ist die Tatsache beachtenswert, daß auch die Anzahl der an die NNO-Spalten gebundenen Diabasgänge gegen Westen auffallend geringer wird.

Es ist nun interessant, daß die Zerdrückung und Schieferung der Eruptivgesteine der Euler Zone wieder in der NNO-Richtung geschieht. Es mußte also der Druck, welcher die NNO—SSW-Klüfte hervorgerufen hat, auch nach der Entstehung der Euler

---

[9]) R. Kettner, O příčné břidličnatosti v oboru vrstev praekambrických u Štěchovic a Nového Knína. (Ueber die transversale Schieferung im Bereiche der präkambrischen Schichten bei Štěchovice und Neu-Knín). „Sborník" des böhm. naturwiss. Klubs, Prag 1911.

Zone gewirkt haben. H. L. Barvíř[10]) und Jos. Fišer[11]) sind bei der mikroskopischen Durchforschung einiger Gesteine der Euler Zone zur Erkenntnis gekommen, daß die Gesteine der Euler Zone ihre parallele Struktur nicht erst nach der Erstarrung erhalten haben, sondern daß sie auch in der Zeit, zu welcher sie sich noch im flüssigen Zustande befanden, der Wirkung des „Euler“ Druckes unterworfen waren.

Die kleinen Diabasgänge des algonkischen Moldaugebietes und des Kocábatales bilden einen Schwarm, welcher in der Umgebung der Sázavamündung am dichtesten erscheint. Gegen Westen nehmen sie an Häufigkeit ab, was damit zusammenhängt, daß auch die NNO-Zerklüftung in den im Westen sich erstreckenden Gebieten viel undeutlicher entwickelt ist, als im Kocábatale und in der Euler Gegend. Es kann nicht bezweifelt werden, daß der Weg des aufsteigenden diabasischen Magmas durch dieselben orogenetischen Vorgänge vorbedingt wurde, wie bei der Euler Eruptivzone. Es bleibt nur die Frage des Verhältnisses der Diabasgänge zu der Euler Zone und ihres relativen Alters zu lösen übrig. Es wurde schon oben erwähnt, daß die Diabase den lakkolithenartigen Porphyrkörper bei Davle durchsetzen. In den prachtvollen Aufschlüssen, welche die durchs Sázavatal führende Bahnstrecke oberhalb Pikovice angeschnitten hat, gelang es mir an mehreren Stellen nachzuweisen, daß auch die Euler Zone von den Diabasen der NNO-Richtung durchbrochen wird. Es sind also die Moldauer Diabase jünger als die Euler Zone.

Interessant ist, daß auch die Diabasgänge, so besonders im Bereiche der Euler Zone und in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft, wieder unanfechtbare Merkmale einer Zerdrückung und Schieferung in der NNO-Richtung erkennen lassen. Es wurden also auch die Diabase noch der Wirkung des Euler Druckes unterworfen.

Aus dem im vorigen ausgeführten Tatsachen kommen wir zur Erkenntnis, daß der gebirgsbildende Druck von Eule in der tektonischen Entwicklung des südlichen Flügels des Barrandiens einen wichtigen Faktor bedeutet. Es handelt sich bei ihm nicht um eine ephemere Erscheinung, sondern um einen lange andauernden tektonischen Vorgang, welcher bald nach der Zusammenfaltung der Schichtenkomplexe auf dem Schauplatze der das Barrandien betreffenden tektonischen Umwälzungen in das Spiel eingegriffen hat und bei dem es allem Anscheine nach während seiner Wirkungsdauer zu periodisch sich wiederholenden Verstärkungen des Druckes gekommen ist.

Die mutmaßlichen Ursachen der Pressungserscheinungen in der Euler Gegend werde ich noch tieferstehend zu erklären suchen.

Diabasgänge finden wir ferner in der nächsten Umgebung von Dobříš und in der weiteren Umgebung von Příbram. In den

---

[10]) L. c. [8]).

[11]) Kraj žuly a povaha sousedních hornin u Vltavy nad Sv. Janskými proudy. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., Prag. 1900.

beiden Fällen handelt es sich wieder um verhältnismäßig kleine Gänge von ähnlicher Beschaffenheit und Gestalt, wie bei den Diabasgängen des Kocábatales und des Moldaugebietes; nur die Richtung ihres Durchsetzens ist hier eine abweichende. Sie besitzen nämlich ein nordsüdliches Streichen, welches bei fast allen Gängen der Dobříšer sowie der Příbramer Gegend annähernd konstant bleibt. Bei Dobříš durchdringen die Diabase meist die algonkischen Schichten, in der Příbramer Gegend werden von ihnen auch die kambrischen Ablagerungen häufig durchbrochen.

Die östliche Umgebung von Dobříš stellt uns in gewisser Hinsicht ähnliche Verhältnisse dar, wie die Euler Gegend. Es kommt hier nämlich neben den vielen kleinen Diabasgängen auch ein größerer Gangstock porphyrischer Gesteine zum Vorschein, welcher die algonkischen Schichten in derselben Richtung durchsetzt, wie die Dobříšer Diabase. Der Gangstock baut den die ganze Umgebung von Dobříš und Neu-Knín beherrschenden Bergrücken von Kozí Hory und Besídka auf und besteht aus Quarzporphyren und Porphyriten, die nach Barvíř manchen Porphyrgesteinen der Euler Eruptivzone verwandt sind [12]. Meinem Dafürhalten nach dürften die Eruptivgesteine der Dobříšer Gegend etwa desselben Alters sein, wie die Gesteine von Eule: was das Alter betrifft, würde der Gangstock von Kozí Hory der Euler Zone, die Dobříšer Diabase den Diabasgängen des Kocábatales und der Euler Gegend vollständig entsprechen. Nur sind sie an ein anderes Spaltensystem gebunden.

Die Zerklüftung des algonkischen Gebietes bei Dobříš in der nordsüdlichen Richtung scheint aber anderer Natur zu sein, als die der Euler Gegend. Während wir es hier häuptsächlich nur mit den Klüften zu tun haben, die unter der Wirkung eines heftigen Seitendruckes zustandegekommen sind, sind die Eruptivgesteine der Dobříšer Gegend an solchen Klüften emporgetreten, welche nicht in einer seitlichen Pressung des Schichtenkomplexes, sondern vielmehr in einer Dehnung desselben ihre Hauptursache haben.

Der erste Blick auf die geologische Karte, die ich neulich entworfen habe [13], belehrt uns, daß die Diabase hier einen Schwarm bilden, welcher in der unmittelbaren Nähe der Stadt Dobříš am dichtesten ist. Diese Tatsache steht meines Erachtens nach im kausalen Zusammenhange mit der eigentümlichen Gestaltung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes.

Es berühren sich hier zwei verschiedene Streichungsrichtungen der Schichten. In der nördlichen Umgebung ist ein rein ostwestliches Streichen entwickelt, die südliche Umgebung dagegen wird von einem fast nordsüdlichen Streichen der algonkischen Schichten beherrscht. Die algonkische Scholle mit dem N—S-Streichen der Schichten erscheint bei den Dobříšer Teichen über die nördlich davon liegende

[12] H. L. Barvíř, Geologische und bergbaugeschichtliche Notizen über die einst goldführende Gegend von Neu-Knín und Štěchovic. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1904.

[13] R. Kettner, Zpráva o geologických studiích v okolí Dobříše a Nového Knína. „Sborník“ České společnosti zeměvědné, Prag 1915.

und durch das O—W-Streichen gekennzeichnete Scholle überschoben. Während aber die nördliche Scholle auch in der nächsten Nähe der Ueberschiebungslinie das O—W-Streichen unverändert beibehält, läßt die südliche Scholle bei Dobříš folgende Anomalien erkennen: Das nordsüdliche Streichen dreht sich auf der einen Seite (in der Stadt Dobříš und westlich davon) in ein nordwestliches, auf der anderen (östlich von Stará Huť) in ein NNO-Streichen, sodaß hier eine sozusagen fächerartige Anordnung des Streichens der algonkischen Schichten zutage tritt. Dieselbe ist am deutlichsten an dem Verlaufe des Grauwackenkonglomerathorizontes wahrzunehmen.

Das Auseinandergehen der algonkischen Schichten bei Dobříš wirkte selbstverständlich zerrend auf den ganzen Schichtenkomplex, so daß hier zahlreiche parallele Spalten entstanden sind, welche nachher von diabasischem Magma ausgefüllt wurden.

Die Diabase der Příbramer Gegend ähneln in ihrem Auftreten vollständig den Diabasen von Dobříš. Sie beschränken sich jedoch nicht auf einen so geringen Raum wie die letzteren, sondern durchschwärmen ein viel weiteres Gebiet. Im ganzen behalten sie eine nordsüdliche Richtung und sind insofern interessant, als sie bei Příbram gewöhnlich von Erzgängen begleitet werden. Aus dem Vorkommen der nordsüdlich streichenden Diabas- und Erzgänge ersehen wir, daß es in dem algonkischen und besonders dem kambrischen Gebiete der Příbramer Gegend zur Bildung zahlreicher nordsüdlicher Klüfte kommen mußte, welche das Emportreten der Diabase und der erzbringenden Lösungen erleichtert haben.

Welcher Natur sind nun diese Klüfte? Die beste Belehrung erhält man beim eingehenden Studium der prachtvollen und tiefreichenden Aufschlüsse des Birkenberger Bergbaues. Es ist schon eine altbekannte Tatsache, daß die Příbramer Diabasgänge mancherorts anastomosieren, sich in kleinere Trümmer verzweigen und wieder zu mächtigeren Gängen vereinen, was nur darin seine Ursache haben kann, daß die die Eruption prädisponierenden Spalten durch Zerrung (Dehnung) des Schichtenkomplexes entstanden sind [14]). Die Diabase lassen überdies auch keine Merkmale einer parallelen Struktur erkennen, so daß man mit gutem Recht annehmen darf, daß die Spalten eine zeitlang klaffend blieben.

Die Ursache des Umstandes, daß die Erzgänge am häufigsten die Spalten in den Diabasen selbst oder in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ausfüllen, ist nicht vielleicht in einer engen genetischen Abhängigkeit der Erzgänge von dem Magma der Diabase zu suchen, wie man es früher zu tun pflegte, sondern liegt darin, daß die die nordsüdlichen Spalten erzeugende Kraft (die Zerrung) auch nach der Intrusion der Diabasgänge längere Zeit gewirkt hat. Bei dieser postdiabasischen Zerrung öffneten sich neue Spalten sehr oft auch in denjenigen Stellen, wo

[14]) Vgl. die Profile in den Arbeiten von Josef Schmid, Montan-geolog. Beschreibung des Příbramer Bergbau-Terrains etc., herausgeg. im Auftr. des k. k. Ackerbau-Minist. 1892. Fr. Pošepný, Beitrag zur Kenntniss der montan-geolog Verhältnisse von Příbram. Arch. f. prakt. Geol. II., 1895.

schon vor der Eruption der Diabasgänge eine Spalte vorhanden war. Mit anderen Worten heißt das: Die Zerrung erzeugte die neuen Spalten in den Diabasgängen und in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft und erneuerte auf diese Weise die alten Wunden der Erdrinde, welche vorher durch Ausfüllung mit dem diabasischen Magma ausgeheilt worden waren. Daß die Spalten auch während der Bildung der Erzgänge klaffend waren, bezeugt am besten die manchmal sehr symmetrische Struktur der Erzänge, die in ihrer Mitte oft noch Krystalldrusen einschließende hohle Räume hinterlassen. Die Zerrung dauerte aber noch während der Bildung der Erzgänge an, die durch dieselbe häufig gestört und in mehreren einander durchsetzenden Generationen entwickelt sind.

Seit langer Zeit ist es schon bekannt, daß die Diabas- und Erzgänge im Birkenberger Reviere sich hauptsächlich nur auf die kambrischen Schichten beschränken und verhältnismäßig selten auch in das Algonkium der II. Schieferzone eindringen; meistens finden sie schon an der Lettenkluft ihr Ende, indem sie hier auskeilen oder in der Richtung der Lettenkluft ablenken, selten aber die Lettenkluft durchsetzen. Wie ist diese Tatsache zu erklären? Sind die Diabas- und Erzgänge an der Lettenkluft abgeschnitten? Es könnte dann vielleicht die Lettenkluft für jünger gehalten werden als die nord-südlichen Spalten und die Gänge! Diese letzte Annahme wäre aber nicht richtig. Es sind zwar an der Lettenkluft auch jüngere Bewegungen konstatiert worden, welche sich hauptsächlich im Streichen der Lettenkluft abgespielt haben, dieselben sind aber verhältnismäßig sehr klein und anderer Natur als jene Bewegung, welche das Ueberschieben des Algonkiums der II. Schieferzone über das Kambrium der I. Grauwackenzone bewirkt hatte.

Meines Dafürhaltens liegt das Aufhören der Diabas- und Erzgänge an der Lettenkluft nicht in den tektonischen Vorgängen, sondern in der verschiedenen petrographischen Beschaffenheit der beiden an die Lettenkluft anstoßenden Formationen. In den dickbänkigen harten und festen kambrischen Grauwacken blieben die bei der Zerrung des Gebietes entstandenen Spalten lange offen, während sie in den weichen und nachgiebigeren algonkischen Tonschiefern meist schon geschlossen waren, als das diabasische Magma oder die erzbringenden Lösungen aufstiegen.

Es kann nicht bestritten werden, daß unter den Eruptivgesteinen unseres Gebietes die größte Wichtigkeit dem mittelböhmischen Granitmassive zukommt. Das Aufsteigen der ungeheuren granitischen Massen im mittleren Böhmen und im Böhmisch-Mährischen Hügellande bedeutet in der geologischen Geschichte des böhmischen Paläozoikums ein ungemein wichtiges Ereignis, dessen präzises Datieren schon lange auf eine befriedigende Lösung wartet. Eine Auskunft über das Alter der mittelböhmischen Granitmasse gibt uns vor allem das Studium der Verhältnisse des Granites zu den Nebengesteinen. Schon lange ist es bekannt, daß die algonkischen und untersilurischen Schichten in der Nähe des Granites kontaktmetamorph beeinflußt werden, und daß demgemäß der Granit jünger sein muß als die erwähnten Formationen. In jüngster Zeit nimmt man an, daß die Intrusion

des Granites in den Zeitraum zwischen der Ablagerung der jüngsten Schichten des Devons (Etage *H*) und der Bildung der böhmischen Kohlenbecken, am wahrscheinlichsten also in das untere Karbon fällt.

Bei Eule und Neu-Knín fällt nach Barvíř[15]) das Emportreten des Granites in die Zeit der größten tektonischen Veränderungen, welche den Komplex der Barrandeschen Etagen trafen, also in „die spätere Devonzeit".

Obwohl es nicht ausgeschlossen ist, daß in Mittelböhmen auch ältere (vorkambrische) Granite irgendwo existieren, so wird heute niemand der Ansicht widersprechen, daß die Intrusion des größten Teiles der mittelböhmischen Granitmasse oberdevonischen bis unterkarbonischen Alters ist und demgemäß der Zeitepoche der variskischen Gebirgsbildung in Mittelböhmen angehört. Das Alter des mittelböhmischen Granitmassives können wir freilich nicht mit einer absoluten Bestimmtheit angeben, ähnlich wie dasjenige der einzelnen das Barrandien betreffenden Störungen. Auch scheint das Granitmassiv in seinen Teilen nicht überall desselben Alters zu sein. Doch lassen sich die Verhältnisse des Granites zu den einzelnen orogenetischen Phasen der variskischen Gebirgsbildung gut studieren, wodurch wir erfahren können, welche von den Störungen älter und welche jünger sind als das Aufsteigen beziehungsweise die Erstarrung des Granites. Anders gesagt: es läßt sich bestimmen, welche Position der Granit im paläozoischen Eruptions- und Faltungsprozesse einnimmt.

Versuchen wir im folgenden diese Verhältnisse in unserem Arbeitsgebiete, welches sich zu diesem Zwecke besonders gut eignet, zu lösen.

Das mittelböhmische Granitmassiv berührt zwischen Oslí bei Rožmitál und Dušníky südlich von Dobříš teilweise die algonkischen Schichten der I. Příbramer Schieferzone, teilweise die unterkambrischen Konglomerate und Grauwacken der Dubenec-Druhlicer Zone und bewirkt an diesen Gesteinen eine starke Umwandlung in Hornfelse, Fleckschiefer u. dgl. Die Begrenzung verläuft hier in der NO—SW-Richtung beinahe geradlinig und mit den während der Hauptphase entstandenen Strukturlinien der Příbramer Gegend (mit der Lettenkluft etc.) auffallend parallel. Im ersten Momente könnte man meinen, daß die algonkischen, beziehungsweise kambrischen Schichten hier den Granit an einer Längsdislokation anstoßen. Da aber am Kontakte nirgends eine Störung zu beobachten ist, welche mit der Granitgrenze sich decken und auch den Granit betreffen, sich also als jünger als der Granit erweisen würde, so läßt sich der parallele Verlauf der Granitgrenze mit den Längsstörungen der Příbramer Gegend nur auf die Weise erklären, daß der Granit hier zu seiner Begrenzung gegen das Algonkium und Kambrium eine Längsstörung benutzt hat, welche schon vor der Granitintrusion vorhanden war und wahrscheinlich dieselbe Beschaffenheit wie die übrigen Längsstörungen der Příbramer Gegend besaß.

---

[15]) L. c. [8]), S. 136.

Nördlich von Dušníky biegt sich die Granitgrenze gegen Osten und verläuft in dieser Richtung bis zu Borotice, wo sie sich plötzlich gegen Norden wendet. Nahe der Wendung befindet sich nördlich von Borotice, dicht an der Granitgrenze der heute im Betrieb stehende Libšicer Goldbergbau. Die plötzliche Umbiegung der Granitgrenze bei Borotice und Libšice nach Norden hat darin ihre Ursache, daß hier der Granitmassiv einen Ausläufer gegen Knín entsendet. Derselbe stößt in der Stadt Neu-Knín an einer NO—SW-streichenden (vielleicht auch prägranitischen) Verwerfung an die algonkischen Schiefer und wird dann in seiner NO-Seite durch einige jüngere NW verlaufende Querstörungen von den stark umgewandelten algonkischen Schichten der Umgebung von Sudovice und Pankov abgeschnitten. Von hier setzt der Granit gegen NO bis zu Slapy fort und dringt hier lappenförmig in die Euler Eruptivzone ein.

Im Osten der Euler Zone treffen wir zuerst einen schmalen Streifen umgewandelten algonkischen Schiefers, welcher sich von Chvátalka nordöstlich von Eule über Včelní Hrádek und Teletín bis zu der Einschichte Punčochář bei Měřín zieht und hier in die Netvořice—Neveklauer Phyllitinsel übergeht. Hinter diesem Streifen stoßen wir wieder auf eine Masse des mittelböhmischen Granites, welche wir dann bis in die Říčaner Gegend verfolgen können. Von Punčochář verläuft ihre Grenze über Teletín, Krňany, Hoštěradice, Žampach, den westlichen Abhang des Halířeberges bis zu Pohoř geradlinig und zwar vollkommen parallel mit der Begrenzung der Euler Zone; bei Pohoř biegt sich die Grenze nach ONO und setzt dann über Sulice bis zum Dorfe Radimovice fort, wo sie von einer NW-streichenden Verwerfung plötzlich unterbrochen und gegen Süden verschoben wird.

Bei der Besprechung des Granites muß hier noch eines wichtigen Eruptivgesteines, nämlich des Bohutíner Quarzdiorites gedacht werden. Dieses Gestein kommt in der SW-Umgebung von Příbram vor und wurde durch den Bohutíner Bergbau entdeckt. Neuerdings wurde der Quarzdiorit von B. Stočes [15]) einer detailierten petrographischen Durchforschung unterzogen und es sind noch weitere Angaben (mehr geologischer Natur) von demselben zu erwarten. Dieses Tiefengestein bildet eine unregelmäßige Masse (einen Stock), die an der Grenze zwischen der I. Grauwackenzone und der II. Schieferzone in die Schichtenkomplexe eingedrungen ist und zur Intrusion sehr wahrscheinlich die Příbramer Lettenkluft benutzt hat. Zwischen Bohutín und Vranovice bei Rožmitál ist in der SW-Fortsetzung der Příbramer Lettenkluft an den kambrischen sowie den algonkischen Gesteinen überall eine deutliche kontaktmetamorphe Umwandlung zu konstatieren, was auf das Vorhandensein eines Tiefengesteines hinweist. In der Tat gibt es auch zahlreiche Stellen, wo die dioritischen Massen direkt zutagetreten. Diese dioritischen Massen führen uns über Vranovice und Sedlice zu dem Rožmitáler Granodiorite und stehen durch den letzteren mit dem mittelböhmischen Granit-

[15]) Studien über den Bergbaurevier von Bohutín. Bull. inter. d. böhm. Akad., Prag 1917.

massive im Zusammenhange. Wir können deshalb den Bohutíner Quarzdiorit als eine Fazies der mittelböhmischen Granitmasse ansehen, die bei der Bildung der letzteren nach der Příbramer Lettenkluft weiter in das Innere des Barrandiens abgewandert war.

Schon aus der gegebenen Beschreibung der Granitgrenze läßt sich gewissermaßen auf das Verhältnis des mittelböhmischen Granitmassives zu den tektonischen Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung schließen. Wir sehen, daß der Granit in der Zeit emporgedrungen ist, als die Längsstörungen in unserem Gebiete schon vorhanden waren, daß er also jünger ist als die Hauptphase der variskischen Gebirgsbildung. Ferner können wir schon jetzt bemerken, daß manche NW-streichenden Querstörungen den Granit durchsetzen und demgemäß postgranitischen Alters sind.

Was das Verhältnis des Granites zu der Euler Eruptivzone betrifft, so ist der Granit sicher jünger als die letztgenannte Zone von Eruptivgesteinen. Er dringt in dieselbe ein und enthält auch losgerissene Schollen der Gesteine der Euler Zone häufig eingeschlossen (so besonders in der Anhöhe „Na Hájích“ bei Čím). In demselben Sinne äußern sich auch Barvíř[16]) und Fišer[17]), denen es gelungen ist, Einschlüsse von den Gesteinen der Euler Zone im Granite nachzuweisen und mikroskopisch zu untersuchen. Mit besonderem Nachdruck muß hier aber betont werden, daß die Granitmassen des Gebietes, das ich zu begehen Gelegenheit hatte, überall hypidiomorph und richtungslos, beziehungsweise porphyrartig erstarrt sind. Nirgends lassen sich Druckerscheinungen erkennen, durch welche eine Umwandlung des Granites in Granitgneis bedingt wäre. Speziell in der Euler Gegend sind bisher nirgends Zerdrückungen im Granite vorgekommen, welche auf die Wirkungen des Euler Druckes hinweisen würden. Die den Granit durchsetzenden Spalten verlaufen meistens unregelmäßig und weisen in der Regel keine auffallenden Beziehungen zur NNO-Richtung auf. Daraus ersehen wir, daß das mittelböhmische Granitmassiv in der Euler Gegend zu der Zeit zur Erstarrung kam, in welcher der gebirgsbildende Druck von Eule schon vollkommen aufgehört hatte.

Wie verhalten sich nun die oben besprochenen kleinen Diabasgänge der Příbramer und Dobříšer Gegend sowie diejenigen des Moldaugebietes zu dem mittelböhmischen Granitmassive? Ich bin der Ansicht, daß sie durchgehends älter sind. Es wurden bis heute innerhalb der mittelböhmischen Granitmasse in unserem Gebiete nirgends Diabasgänge angetroffen, welche desselben Charakters wären, wie die im algonkischen und kambrischen Gebiete vorkommenden Diabase. In der Umgebung von Eule sowie im Moldaugebiete haben wir überdies nachgewiesen, daß die NNO verlaufenden Diabase manchenorts noch deutliche Merkmale der Wirkungen des Euler Druckes erkennen lassen. Sie müssen demnach noch vor der

[16]) H. L. Barvíř, O výskytu zlata na některých důležitějších nalezískách českých. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1896, S. 22.

[17]) Jos Fišer, l. c. [11]), S. 51.

Beendigung des Euler Druckes emporgedrungen sein, während der Granit, wie wir eben erörtert haben, erst nach dem Aufhören des Euler Druckes erstarrt ist.

An diese Stelle unserer Ausführungen angelangt, glauben wir den passenden Augenblick gefunden zu haben, um das Verhältnis des mittelböhmischen Granitmassives zur ganzen variskischen Gebirgsbildung in Mittelböhmen genauer zu bestimmen und gleichzeitig auch die Ursachen und die Natur des Euler Druckes sowie anderer tektonischer Erscheinungen in unserem Gebiete befriedigend zu erklären. Bevor ich aber diese Fragen zu beantworten versuchen werde, möchte ich hier eine Anschauung entwickeln, welche, wie ich meine, zur Erklärung des ganzen tektonischen Vorganges der paläozoischen Gebirgsbildung wesentlich beitragen könnte.

Die in Mittelböhmen vorkommenden und im Ganzen NO — SW streichenden algonkischen und altpalaeozoischen Ablagerungen besitzen ihre Fortsetzung in Ostböhmen in den algonkischen und altpaläozoischen Gebilden des Eisengebirges[18], sowie in den unter den Kreideablagerungen der Pardubitzer Elbtalniederung versteckten silurischen Schichten[19]. Das Streichen der ostböhmischen alten Ablagerungen ist nicht NO—SW, wie in Mittelböhmen, sondern NW—SO. Es müssen die ostböhmischen algonkischen und altpaläozoischen Ablagerungen also mit den Sedimenten des Barrandiens einen Bogen bilden, dessen nördlicher Teil, die eigentliche Umbiegungsstelle der Streichungsrichtung, von den Kreideablagerungen überdeckt wird und einer direkten Beobachtung entzogen ist. Man darf aber auf das Vorhandensein eines solchen Bogens mit voller Berechtigung schließen. Betrachten wir nur die leichte Krümmung des Streichens der alten Ablagerungen in der Umgebung von Prag nach Osten, sowie die Krümmung der Schichten des Eisengebirges im Elbeteinitzer Sporn nach WNW! Durch die neuesten Arbeiten K. Hinterlechners[20] in Ostböhmen wurde bereits nachgewiesen, daß gewisse kohlenstoffhaltige Sedimente silurischen Alters aus dem westlichen Eisengebirge einerseits mit der moldanubischen Graphitzone, anderseits mit dem Graphitgebiete an der mittleren Sázava zusammenhängen und demnach ein Bindeglied zwischen beiden repräsentieren.

Nach den Arbeiten Hinterlechners läßt sich annehmen, daß die vergneisten Partien des Böhmisch-Mährischen Hügellandes, soweit sie sedimentären Ursprungs sind, meist durch die mit der Intrusion der Granitmassive verbundene Kontaktmetamorphose aus algonkischen sowie aus altpaläozoischen Ablagerungen entstanden sind, die wahr-

[18]) J. Krejčí u. R. Helmhacker, Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges. Archiv der naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen, V. Bd., 1882.

[19]) J. J. Jahn, Basalttuff-Breccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1896.

[20]) Ueber metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge in Böhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1915. Nr. 15, und Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, Nr. 16.

scheinlich ursprünglich in demselben Meere sedimentiert wurden, wie die Schichten des Barrandiens und diejenigen des Eisengebirges. Diese Annahme findet ihre Bestätigung einerseits in dem Vorkommen der noch nicht metamorphosierten altpaläozoischen Grauwacken und Schiefer innerhalb des kristallinen Gebietes der Umgebung von Deutschbrod (besonders bei Přibyslav)[21]) und von Iglau[22]), anderseits auch in der Tatsache, daß in den dem mittelböhmischen Granitmassive aufgelagerten „phyllitischen Inseln" unzweifelhafte algonkische und altpaläozoische Gebilde erkannt wurden, die, was ihre fazielle Ausbildung betrifft, den Ablagerungen des Barrandiens beinahe gleichen.

Ferner haben uns die Untersuchungen Hinterlechners gezeigt, daß das Streichen der gefalteten Gneiskomplexe im Böhmisch-Mährischen Hügellande mehrmalige bogenförmige, beziehungsweise sigmoidale Umbiegungen erfahren hat[23]). Für uns ist besonders das Gebiet zwischen Deutschbrod und Uhlířské Janovice (Kohljanovic) beachtenswert, wo die Gneiskomplexe ähnliche und im ganzen gleichsinnige Umbiegung mit derjenigen aufweisen, die für die Verbindung der Ablagerungen des Barrandiens mit den ostböhmischen altpaläozoischen Gebilden von uns angenommen wird.

Nach den im vorigen auseinandergesetzten Betrachtungen können wir die Ansicht vertreten, daß das vergneiste Böhmisch-Mährische Hügelland, das Eisengebirge inbegriffen, mit dem Barrandien ein einheitliches tektonisches (und vielleicht auch stratigraphisches) Ganzes vorstellt, für dessen Entwicklung dieselben tektonischen Gesetze und dieselben tektonischen Phasen gemeinschaftlich gelten werden.

Im vergneisten Gebiete des Böhmisch-Mährischen Hügellandes nimmt Hinterlechner besonders diese zwei Phasen an[24]): *a*) „die eigentliche Faltung, also die Bildung eines Systems von Syn- und Antiklinalen und *b*) die spätere bogenförmige, beziehungsweise sigmoidale Verbiegung dieses Faltensystems (sub *a*). Der letztere Prozeß wurde zumindest vornehmlich von Eruptionen begleitet". Die Ursache der während der zweiten Phase entstandenen Verbiegungen der Faltensysteme liegt nach Hinterlechners Erklärung am wahrscheinlichsten in der Einwirkung des karpathischen Bogens auf die östlichen Partien der böhmischen Masse. Selbstverständlich dürfte diese Einwirkung in die paläozoische Zeit fallen und ist der variskischen Faltung der Karpathen zuzuschreiben.

Der Druck, welchem die Schichtenkomplexe ihren bogenförmigen, respektive sigmoidalen Verlauf verdanken, wirkte im ganzen quer zur Richtung des während der I. Phase sich fortpflanzenden Faltungs-

---

[21]) K. Hinterlechner, Geologische Spezialkarte der österreich. Monarchie, Blatt Deutschbrod (Zone 7, Kol. XIII) und Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1907, S. 262.

[22]) Geologische Spezialkarte der österreich. Monarchie, Blatt Iglau (Zone 8, Kol. XIII) und Vorlage des Spezialkartenblattes Iglau, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1910, Nr. 16.

[23]) Geologische Mitteilungen über die ostböhm. Graphite etc., l. c. [20]).

[24]) l. c. [23]), S. 379.

druckes. Da es dabei zu einer großen Raumverkürzung der Erdkruste gekommen ist, die nur bei einem Faltungsvorgange möglich ist, möchte ich die zweite Phase Hinterlechners als die der Querfaltung bezeichnen. Diese Verkürzung der Erdkruste war aber anderer Natur als diejenige, welche bei der ersten Phase stattgefunden hat. Die Querfaltung hat nämlich schon gefaltete Schichtenkomplexe angetroffen, die keine größere Faltung mehr in entgegengesetzter Richtung vertrugen. Deshalb besitzen die bei der Querfaltung entstandenen Falten nur eine lokale Bedeutung und sind wegen ihrer Beschaffenheit von den bei der ersten Phase entstandenen Falten sofort zu unterscheiden. Das Hauptresultat der Querfaltungsphase bestand nach meiner Ansicht darin, daß der durch die bei der I. Phase erzeugten Faltensysteme gebildete Teil der Erdkruste als ein Ganzes windschief geworden ist. Der bogenförmige, beziehungsweise sigmoidale Verlauf der Faltenkomplexe ist nicht etwa auf die Weise zu erklären, daß die ursprünglich geraden Faltenstränge durch die Querfaltung wie ein Stock horizontal verbogen wurden; vielmehr handelt es sich bei den „Bögen“ und „Sigmoiden“ um tiefe Aufschlußbilder der bei der Querfaltung erzeugten windschiefen Fläche, die nach der Beendigung der variskischen Gebirgsbildung in Böhmen von einer riegigen Abtragung betroffen wurde (um die Schnittlinien der windschiefen Fläche mit der Erdoberfläche).

Die bei der Querfaltung vorsichgegangene Raumverkürzung der Erdkruste hat meistens dazu beigetragen, daß einige Komplexe gewölbeartig gehoben wurden und sich auch von ihrer Unterlage abgelöst haben. Hand in Hand mit der Hebung der Kruste drangen von unten in die sich bildenden Hohlräume granitische Massen ein, welche den unter der sich ablösenden Erdkruste entstehenden Massendefekt auszugleichen hatten.

Die Graniteruptionen im Böhmisch-Mährischen Hügellande und im mittleren Böhmen fallen demnach mit den bei der Querfaltung entstehenden Verbiegungen der Erdkruste ungefähr in dieselbe Zeitepoche. Dabei hat die Querfaltung wahrscheinlich die Graniteruptionen begünstigt, ohne sie jedoch direkt zu verursachen.

Alle bei der Querfaltung auftretenden Druck- und Spannungserscheinungen haben sich nur auf die gewölbeartig oder windschief sich verbiegende feste Erdkruste beschränkt, während sich darunter, in den noch glutflüssigen granitischen Massen eine neutrale, fast spannungslose Zone befand. Auf diese Weise läßt sich erklären, warum die Granitmassen überall richtungslos erstarren konnten. Dabei muß aber immer die Eruptionsphase des Granites von der Erstarrungsphase gut unterschieden werden. Während die Eruption noch in die Phase der Querfaltung fällt, hat die Erstarrung der Granitmassen erst später, wahrscheinlich erst nach der Beendigung der mit der Querfaltung zusammenhängenden Druckerscheinungen stattgefunden.

Kehren wir jetzt zu unserem Arbeitsgebiete zurück! Die Bildung der NO—SW streichenden Faltenzüge und der nach SO gerichteten

Ueberschiebungen scheint im Ganzen mit der ersten Phase Hinterlechners übereinzustimmen. Wir wollen diese Phase als die der Hauptfaltung bezeichnen.

Der bogenförmige Verlauf der unter der Kreide zusammenhängenden alten Ablagerungen des Barrandiens und des Eisengebirges ist als Resultat der Querfaltung aufzufassen und dürfte sich in ungefähr derselben Zeit gebildet haben, wie der Verlauf der die ostböhmischen Bögen und Sigmoiden bildenden Faltenstränge. Unser Gebiet liegt im Inneren dieses mittelböhmischen variskischen Bogens. Auch dann, wenn wir diesen Bogen nur als Aufschlußbild der bei der Querfaltung erzeugten windschief verbogenen Fläche betrachten wollen, müssen wir notwendig im Inneren des Bogens die größten Druckerscheinungen voraussetzen — es bedeutet ja die Qnerfaltung doch eine Raumverkürzung der Erdkruste — und in der Tat finden wir auch in unserem Gebiete prachtvolle Beispiele der Zerdrückungen sowie solcher Erscheinungen, welche eine Raumverkürzung bezeugen. Es gehört hierher vor allem der oben eingehend und mehrmals besprochene Euler Druck, welcher den Eruptivgesteinen der Euler Zone eine parallele Struktur eingeprägt und die prachtvolle sekundäre Schieferung und die weitgehende Zerklüftung der Gesteinskomplexe der Euler Gegend sowie des Kocábagebietes in der NNO-Richtung bewirkt hatte.

Die Raumverkürzung der Erdrinde beweisen ferner auch einige Längsüberschiebungen unseres Gebietes, die, trotzdem sie im SO-Flügel des Barrandiens vorkommen, nicht gegen SO, sondern nach NW gerichtet sind. Diese Ueberschiebungen sind besonders durch die große Závistěr Längsstörung repräsentiert, nach welcher die algonkischen Komplexe im Raume zwischen Mníšek und Kundratice über die untersilurischen Ablagerungen überschoben wurden [25]. Längs der Störungslinie verlieren sich nacheinander die einzelnen Stufen des Untersilurs: $d_1\beta$, $d_1\gamma$ und d_2. Bei Závist gegenüber Königsaal erscheint die Ueberschiebung am deutlichsten, denn hier sind auch die Drabover Quarzite (d_2) aus dem Profile vollkommen ausgefallen. Die alte Ansicht, daß die Závistěr Ueberschiebung uns eine Fortsetzung der Příbramer Lettenkluft vorstellt, findet in den neuesten Aufnahmen des Verfassers keine Bestätigung. Sie ist ganz selbständig und jünger als die Lettenkluft, bei der überdies auch die Richtung der Bewegung eine andere ist (nicht nach NW, sondern nach SO). Die Lettenkluft verliert sich vollkommen im Waldgebiete östlich vom Lipížer Tale bei Dobříš, die Závistěr Störung dagegen beginnt erst zwischen Kytín und Mníšek an der Grenze des Algonkiums gegen das Kambrium.

Wir haben schon oben erwähnt, daß die Závistěr Ueberschiebung nicht die einzige in unserem Gebiete ist, bei welcher die Schichten nach NW bewegt würden. Eine ähnliche Ueberschiebung habe ich unter anderen besonders beim Dorfe Libeň (NW von Eule) nachgewiesen, die einen deutlichen Ausdruck in dem Tälchen findet, welches vom Pytlík-Teiche zum Dorfe Okrouhlo führt. Prachtvoll aufgeschlossene nach

---

[25]) Vgl. R. Kettner, l. c. [6]).

NW gerichtete Ueberschiebungen findet man weiter im Tale Přídolí zwischen Slivenec und Velká Chuchle (Groß-Kuchelbad), wo von ihnen die obersilurischen und devonischen Schichten betroffen wurden. Auch die Umgebung von Dobříš zeigt mehrere nach NW gerichtete Ueberschiebungen[26]), sowie auch eine größere Ueberschiebung, bei der die eine Scholle über die andere im ganzen nach N bewegt wurde (siehe darüber oben bei der Besprechung der Dobříšer Diabasgänge).

Ungemein lehrreich für unsere Betrachtungen ist das Kocábagebiet zwischen Neu-Knín und Štěchovice. Das Tal der Kocába folgt unterhalb der Stadt Neu-Knín einer Störung, nach welcher die am linken Ufer sich erstreckenden algonkischen Schichten über diejenigen des rechten Ufers (also nach SO) überschoben wurden. Nun gelang es mir auf mehreren Stellen nachzuweisen (so besonders unterhalb Malá Lečice), daß die algonkischen Schichten hier auch kleine, nach NW überkippte Falten und lokale, nach NW gerichtete Ueberschiebungen aufweisen, die sich sämtlich als jüngere Erscheinungen als die nach SO gerichtete Hauptüberschiebung des Kocábatales erweisen. Aehnliche kleine (Schollen-)Ueberschiebungen erkennt man auch in den steilen Gehängen der tiefen Täler bei der Mündung der Kocába in die Moldau. Die interessante Tatsache, daß nämlich diese kleinen Störungen sehr oft dasselbe Streichen (nach NNO), wie die Hauptzerklüftung und Schieferung des Kocábagebietes und der Euler Gegend besitzen, führt mich zur Ansicht, daß die vom Euler Drucke erzeugte Zerklüftung und die weitgehende sekundäre Schieferung des Gebietes in dieselbe Zeit mit der Bildung der nach NW gerichteten Ueberschiebungen fällt und eigentlich auf eine gemeinschaftliche Ursache zurückzuführen ist. Die Ursache liegt offenbar in der Querfaltung der Faltenkomplexe des Barrandiens.

Wir kommen jetzt zur Besprechung der tektonischen und vulkanischen Erscheinungen der paläozoischen Gebirgsbildung, die sich erst nach dem Emportreten, respektive der Erstarrung der mittelböhmischen Granitmasse abgespielt haben. Im Vergleiche mit den früheren Eruptionen und Störungen handelt es sich bei den postgranitischen Erscheinungen vorwiegend nur um Vorgänge untergeordneter Bedeutung, eigentlich nur um die Nachklänge des großen paläozoischen Eruptions- und Faltungsprozesses. Es sind nach der Erstarrung des Granites keine Faltungen mehr zu konstatieren und nur die Entstehung der transversalen Brüche läßt uns erkennen, daß nach den vorhergehenden großen tektonischen Umwälzungen in der Erdrinde noch kein besonderes Gleichgewicht geherrscht hat. Von den transversalen, NW bis NNW streichenden Störungen, die, wie wir schon oben betont haben, nicht einheitlichen Alters sind, sondern seit der tektonischen Hauptphase sich zu jeder Zeit der variskischen Gebirgsbildung bilden konnten, erweisen sich die den mittelböhmischen Granit durchsetzenden sämtlich als Senkungsbrüche. Die Anlage der postgranitischen Brüche liegt wahrscheinlich

[26]) Vgl. R. Kettner, l. c. [13]).

in der Erstarrung der großen mittelböhmischen Granitmasse, denn durch die beträchtliche Zusammenziehung der granitischen Massen, die dabei erfolgte, wurde auch eine große Verkleinerung der die Granitmasse umhüllenden Komplexe verursacht.

Diese jungen Querstörungen lassen sich besonders durch die Kartierung der Grenzen des mittelböhmischen Granitmassives erkennen; man stößt hier oft auf plötzliche Unterbrechungen der Granitgrenze, die durch die postgranitische Senkungsbrüche verursacht sind. Schöne Beispiele solcher Störungen bietet uns die östliche Umgebung von Příbram, wo bei Háje und Bytíz die Granitgrenze mehrmals von den NW streichenden Verwerfungen unterbrochen wird. Auch in der NO-Umgebung von Neu-Knín, so besonders bei Dražetice (südlich von Neu-Knín), dann bei Sudovice und Pankov, lassen sich große postgranitische Querstörungen nachweisen, welche hier bewirkt haben, daß eine Scholle von metamorphosierten algonkischen Schiefern am Rande des Granitmassives in den Granit eingesunken ist. Postgranitische Querstörungen kommen ferner in der Umgebung von Říčany deutlich zum Vorschein, wo sie namentlich bei Radimovice auffallende Unterbrechungen der Granitgrenze verschuldet haben.

Die ganze erste Příbramer Grauwackenzone erscheint nach einer großen, über das Dorf Vranovice nach NW streichenden Verwerfung gegen den Rožmitáler „Granitausläufer" abgesunken zu sein und ähnlicher Natur dürften auch die Verwerfungen sein, welche das kambrische Brdygebirge im SW gegen das Algonkium der Blovicer und Miröschauer Gegend abtrennen.

Obwohl das Gebiet des mittelböhmischen Granitmassives bisher noch keine neuere detaillierte geologische Aufnahme aufweisen kann[26a]), so läßt sich doch mit voller Berechtigung behaupten, daß es innerhalb dieses Gebietes mehrere NW bis NNW streichende Querstörungen gibt, welche auch den Granit durchsetzen würden. Betrachten wir zum Beispiel nur auf der Spezialkarte die plötzlichen Veränderungen des Flußlaufes der Sázava im granitischen Gebiete östlich von Eule, besonders die bei Poříčí, Zbořený Kostelec und Teinitz an der S., bei Krhanice, Kamenný Přívoz, bei Luka-Medník u. a. und vergleichen wir gleichzeitig dabei diese Richtungen mit der Begrenzung der dem Granite aufgelagerten „Phyllitinseln"! Ein geübtes, der richtigen genetischen Anschauung fähiges Auge erkennt sofort, daß die erwähnten Richtungen den postgranitischen Querstörungen entsprechen, nach welchen die Schieferschollen — die letzten Reste eines ehemaligen die Granitmassen umhüllenden Schiefermantels — in den Granit eingesunken sind. Nur diesen Brüchen haben die Phyllitinseln zu verdanken, daß sie vor der Abtragung geschützt wurden und sich bis in die jetzige Zeit erhalten haben. In dieser Ansicht bestärken mich meine Beobachtungen im Gebiete zwischen

26a) In der neuesten Zeit ist das Gebiet der mittelböhmischen Granitmasse östlich und südöstlich von Příbram einer überaus detaillierten geologischen Aufnahme von Ing. Dr. Boh. Stočes in Příbram unterzogen worden. Ich verweise hier auf seine Ergebnisse, die in kurzer Zeit zur Veröffentlichung kommen sollen.

den Sct. Johannes-Stromschnellen und Netvořice, wo ich solche Störungen durch die geologische Aufnahme konstatieren konnte. Namentlich ist hier der Verwerfung zu gedenken, die von Teletín nach SSO über Vysoký Újezd und das westliche Gehänge des Holý-Berges (Kote 516) zur Einschichte Strážovna verläuft und eine scharfe Westbegrenzung der Netvořicer Phyllitinsel gegen den Jabloná-Dalešicer Granitausläufer verleiht.

Zu den vulkanischen Erscheinungen, welche der Erstarrung des Granites gefolgt sind, gehören teilweise die Eruptionen verschiedener Ganggesteine, teilweise die Bildung der an den magmatischen Herd der mittelböhmischen Granitmasse gebundenen Erzgänge. Die postgranitischen Ganggesteine beschränken sich hauptsächlich auf das Granitgebiet und dringen nur selten auch in die benachbarten Schichtenkomplexe ein.

Außerhalb des Granitmassives pflegt man am häufigsten noch den Minette- und Kersantitgängen zu begegnen. Die Stellung der Minetten im Gefolge der mit der variskischen Gebirgsbildung verbundenen Eruptivgesteine ist noch nicht überall klargelegt. Obwohl die Minetten und Kersantite manchenorts den Granit durchsetzen (Milešov, Horní Lišnice bei Kamaik a. d. Moldau, Staré hory bei Bytíz östlich von Příbram) und so ein jüngeres Alter als der Granit verraten, so scheint es dennoch nicht ausgeschlossen zu sein, daß manche Minetten in unserem Gebiete auch älter sein können. Nach J. Schmid[27]) dürfte der im Lillschachte bei Příbram angetroffene Minettegang älter sein als der Grünstein. Inwieweit diese Angabe Schmids richtig ist, muß dahingestellt bleiben, da der Lillschacht schon lange verlassen und das Minettevorkommen deswegen unzugänglich ist. Was mich betrifft, möchte ich den Angaben Schmids nie viel Vertrauen schenken, da ich mich schon genügend von dem geringen Werte der Schmid'schen Arbeit überzeugt habe. — Eine Minette ist auch aus dem August-Schachte bei Drkolnov bekannt, die hier die kambrischen Schichten in der östlichen Richtung durchsetzt und vor Jahren von K. Vrba[28]) als Augit-Minette beschrieben wurde.

Mehrere Minetten sind aus dem Moldaugebiete oberhalb Königsaal bekannt. Das Verhältnis dieser Eruptivgesteine zu dem mittelböhmischen Granitmassiv ist auch hier noch nicht befriedigend aufgeklärt, da die Minetten sich ausschließlich nur auf das außergranitische Gebiet beschränken. Es ist mir noch nirgends gelungen, einen Minettegang auch in dem Granite der nächsten Umgebung der St. Johannes-Stromschnellen zu finden. Die Minetten streichen hier gewöhnlich NW bis NNW und durchdringen nicht nur die algonkischen Schichten (zum Beispiel linkes Moldauufer südlich von Záběhlice[29]),

---

[27]) L. c. [14]) S. 29 und 32.

[28]) Die Grünsteine des Příbramer Erzrevieres. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1877.

[29]) B. Mácha, O žilných horninách od Záběhlic a diabasu od Hodkoviček. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1900.

Jarov[30]), Brunšov[31]), „Na buku“[32]), oberhalb Štěchovice, Eisenbahnstrecke zwischen Mokrovraty und N.-Knín-Hřastice beim *km* 6·9[33]), Sázavatal unterhalb Pikovice u. a. a. O.), sondern auch die Euler Eruptivzone (St. Johannes-Stromschnellen, Sázavatal oberhalb Pikovice, Žampach bei Eule etc.). Auf einer Exkursion, die ich im Frühjahr 1915 gemeinschaftlich mit dem Herrn Prof. Dr. Fr. Slavík unternommen habe, haben wir im Einschnitte der Sázavabahn gegenüber dem Medník-Berge (*km* 25·1—25·2) einen ungemein lehrreichen Aufschluß entdeckt: ein NNO streichender Diabasgang durchsetzt hier die Gesteine der Euler Zone und wird zugleich in der NNW-Richtung von einem Minettegange durchbrochen. Der Aufschluß belehrt uns, daß unter den Gesteinen, welche im Moldaugebiete das außergranitische Territorium durchsetzen, die Minetten am jüngsten sind.

Von den Eruptivgängen, welche den mittelböhmischen Granit in unserem Gebiete durchsetzen und so die Spaltungsprodukte des nach der Erstarrung des Granites übriggebliebenen magmatischen Restes vorstellen, sind besonders Diorite (Quarz-)Porphyrite und Aplite (bzw. auch Pegmatite) zu erwähnen. Sie kommen hier vornehmlich als kleine, nicht besonders lange Gänge, seltener auch als kleinere Stöcke vor. Ihre Verbreitung im Granitmassiv ist keine gleichmäßige. Sehr oft bilden sie dichte Schwärme. In jedem dieser Schwärme ist bei den Eruptivgängen gewöhnlich eine bestimmte Durchsetzungsrichtung zu beobachten, was darauf hinzuweisen scheint, daß auch im Granit die Eruptivgänge an ein bestimmtes Spaltensystem gebunden sind. So zeigen die kleinen Dioritgänge im granitischen Gebiete zwischen Slapy und Neu-Knín eine ONO-Richtung.

Außerordentlich interessant ist das Granitmassiv östlich von Příbram (besonders bei Bytíz), wo in ihm zahlreiche Eruptivgänge nachgewiesen worden sind. Die Diorit- und (Quarz-) Porphyritgänge dieses Gebietes besitzen teilweise eine O — W-, teilweise eine NW — SO-Richtung und sind als gleichzeitige Spaltungsprodukte aufzufassen; es wurden allmähliche Uebergänge zwischen den Dioriten und den bis 1 *cm* große Quarzdihexaeder einschließenden Porphyriten beobachtet. Auch sind hier Beispiele der gemischten Gänge vorgekommen, bei denen das Innere aus quarzreichem Porphyrit, die Ränder aus Diorit bestanden. — Obwohl die erwähnten Gänge den unmittelbaren Rand des Granites durchsetzen, beschränken sie sich ausschließlich auf den Granit und dringen nur äußerst selten auch in die benachbarten kambrischen und algonkischen Komplexe

[30]) J. Krejčí und R. Helmhacker, Erläuter. zur geol. Karte der Umg. von Prag. Archiv für die naturwiss. Landesdurchforsch. v. Böhmen, IV. Bd., 1880, pag. 201.

[31]) J. Klvaňa, Notizen über einige Gesteinsarten Böhmens. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1881.

[32]) Em. Bořický, Petrolog. Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens; beendet von J. Klvaňa. Archiv für die naturwiss. Landesdurchforsch. v. Böhmen. Prag 1882.

[33]) R. Kettner, l. c. [13]).

ein. Dieser Umstand gibt uns Veranlassung zur Meinung, daß das Emporsteigen der Eruptivgänge hauptsächlich an den Spalten erfolgte, die sich bei der Abkühlung der Granitmassen gebildet haben und deshalb als Kontraktionsspalten bezeichnet werden können. Das interessante Gebiet in der Umgebung von Bytíz wird bald von meinem Freunde Ingenieur Dr. Boh. Stočes beschrieben werden, so daß ich hier in den Einzelheiten auf die Resultate seiner Arbeit hinweisen kann.

Die Aplite (bzw. Pegmatite) gehören zu den jüngsten postgranitischen Eruptivgesteinen. Sie kommen sehr häufig am unmittelbaren Granitrande vor und entsenden kleine Adern auch in die den Granit umgebenden Sedimente. Sehr oft wurde beobachtet, daß sie auch die postgranitischen Diorit- und Porphyritgänge durchsetzen.

Die letzten Erscheinungen des paläozoischen Eruptionsprozesses in Mittelböhmen sind durch zahlreiche Erzgänge repräsentiert. Unmittelbar am Rande des Granitmassives, teilweise noch in ihm, teilweise schon in den benachbarten Gesteinskomplexen, treten überall Goldquarzgänge auf, die schon im Mittelalter ausgiebig abgebaut wurden und auch jetzt zur regen bergmännischen Arbeit Veranlassung bieten. Namentlich sei hier folgender Orte gedacht: Eule, Štěchovice, Neu-Knín, Libčice, Borotice, Bytíz usw. Die Goldquarzgänge sind teilweise aus quarzigem Schmelzfluß erstarrt, teilweise sind sie auch von den heißen Lösungen abgesetzt worden. Bei den aus dem Schmelzfluß erstarrten Goldquarzgängen handelt es sich um eine äußerst saure Aplitabart, wie dies schon auch die panidiomorph körnige Struktur der Quarzkörner, die Vergesellschaftung mit kleinen Feldspatkörnchen und die innige Verknüpfung des Gangquarzes mit den normalen Apliten bezeugen. Mit den aus heißen Lösungen entstandenen Quarzgängen pflegt eine große Zersetzung des Nebengesteins verbunden zu sein, die z. B. bei Eule in einer deutlichen Epidotisierung, Serizitisierung und Chloritisierung der Grünsteine der Euler Zone besteht.

Entfernter vom Granit begegnen wir den Erzgängen namentlich in der weiteren Umgebung von Příbram. Daß diese Gänge postgranitisch sind, bezeugen die Antimonit-Galenit-Gänge von Bohutín, die den Bohutíner Quarzdiorit durchsetzen, oder einige Eisensteingänge, die im Granitmassive, namentlich bei Slivice, südlich von Příbram, auftreten. Die Erzgänge der Příbramer Gegend pflegen auf den N—S streichenden Spalten vorzukommen und sind sämtlich aus den nach der Graniterstarrung aufsteigenden heißen Lösungen abgesetzt worden. Der Umstand, daß diese Erzgänge sehr oft die Diabase begleiten, führte die älteren Forscher zur Ansicht, daß zwischen den Erzgängen und den Diabasen ein enger genetischer Zusammenhang besteht. Wir haben schon oben darauf aufmerksam gemacht, daß die Vergesellschaftung der Erzgänge mit den Diabasen eher in den tektonischen Ursachen zu suchen ist. Die Zerrung, welche durch die Erzeugung der N—S-Spalten das Aufsteigen der Diabase begünstigt hatte, dauerte auch später fort, und zwar nicht nur nach der Bildung der Diabase, sondern auch nach

der Erstarrung des Granites. Bei dieser Zerrung kam es manchenorts dazu, daß sich neue Spalten auch in den Diabasen selbst oder in ihrer unmittelbaren Nähe gebildet haben. Die zerrenden Kräfte waren augenscheinlich auch während der Bildung der Erzgänge tätig, wie es am besten in den tiefen Aufschlüssen des Birkenberger Bergbaues deutlich zu ersehen ist. In der südlichen Umgebung von Příbram, so besonders bei Žežice, Zdaboř, Vojna usw., wurden durch die postgranitische Zerrung lange und ziemlich breite Zertrümmerungszonen erzeugt, die nordsüdlich streichen und manchen aufsteigenden erzbringenden Lösungen den Weg vorgezeigt haben.

Unter den Erzgängen der weiteren Umgebung von Příbram lassen sich etwa folgende Typen unterscheiden: Antimonit-Galenitgänge bei Bohutín, Eisensteingänge und Silber-Blei-Zinkerzgänge. Die Eisensteingänge sind hauptsächlich im Gebiet südlich von Příbram überwiegend. In den oberen Partien dieser Gänge finden wir Eisenoxyd- und -hydroxydmassen, zu denen sich auch sehr oft Manganerze gesellen; gegen die Tiefe zu scheint die Gangfüllung stellenweise in sideritische Massen zu übergehen. Die Struktur der Eisensteingänge ist entweder eine symmetrische oder eine brekzienartige, namentlich auf den N—S streichenden Zertrümmerungszonen der Umgebung von Žežice, Vojna usw. Da der Siderit in den Příbramer Silber-Blei-Zinkerzen einen ungemein wichtigen Bestandteil bildet und da auch Silber- und Bleierze auf den Eisensteingängen vorgekommen sind, glauben wir annehmen zu dürfen, daß zwischen der Gruppe der Eisensteingänge und der Silber-Blei-Zinkerzganggruppe allmähliche Uebergänge existieren.

Eine interessante Gruppe unter den Erzgängen des Birkenberger Bergbaureviers bilden die sogenannten Příbramer Dürrerze[34]), Gänge, deren Füllung aus feinkörnigem erzhaltigem Quarz besteht und deren Struktur eine massige ist. Die symmetrischen Erzgänge werden sehr oft von den Dürrerzen durchbrochen. Diese Tatsache sowie auch andere Gründe führen mich zur Ansicht, daß die Příbramer Dürrerze mindestens zum Teil jünger sind, als die symmetrischen Silber-Blei-Zinkerzgänge. Obwohl die Struktur der Dürrerze von derjenigen der symmetrischen Gänge ganz abweichend ist, ist die mineralogische Zusammensetzung der beiden Gangarten fast dieselbe.

Die Goldquarzgänge, die durch ihr an den unmittelbaren Granitrand gebundenes Vorkommen überall eine innige Abhängigkeit vom ursprünglichen magmatischen Herd des mittelböhmischen Granitmassives bezeugen, können als perimagmatische Gänge[35]) im Sinne Bergeats[36]) bezeichnet werden. Demgegenüber würden

---

[34]) Vgl. A. Hofmann, Kurze Uebersicht der montan geol. Verhältnisse des Příbramer Bergbaues. Exkursionsführer des IX. intern. Geologenkongresses in Wien 1903, und A. Hofmann-F. Slavík, Ueber die Dürrerze von Příbram. Bull. int. d. böhm. Akad. 1910.

[35]) Vgl. Fr. Slavík, Die Goldquarzgänge Mittelböhmens. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1914.

[36]) A. Bergeat, Epigenetische Erzlagerstätten und Eruptivgesteine. Fortschritte der Miner., Kristallogr. und Petrographie, II. Bd., Jena 1912.

die am entferntesten vom Granit auftretenden Příbramer Silber-Blei-Zinkerzgänge den apomagmatischen Gängen entsprechen. Die Bohutíner Bleiglanz-Antimonit-Gänge und die Eisensteingänge nehmen eine mittlere Stellung zwischen den peri- und apomagmatischen Gebilden ein.

Das Verhältnis der postgranitischen Eruptivgesteine und der Erzgänge zu den nach der Erstarrung der Granitmasse erfolgten Querstörungen ist nicht überall ganz klar. Bei Bytíz scheinen die Diorit- und Porphyritgänge jünger zu sein, als die den Granitrand unterbrechenden Verwerfungen. Anderseits sind wieder die Goldquarzgänge von noch jüngeren Störungen betroffen worden. Auch im Birkenberger Bergbaureviere habe ich oft beobachten können, daß die Erzgänge von kleinen, NW—SO streichenden Verschiebungen gestört sind. — Es sind also die postgranitischen Störungen mit den letzten Eruptionen und der Bildung der Erzgänge gleichzeitig vor sich gegangen.

Es muß hier noch einer interessanten Tatsache gedacht werden: im Libčicer Goldbergbaugebiete sind die Goldquarzgänge noch von einem Aplite durchbrochen[37]). Sicher ist dieser Fall nicht der einzige, wo der Aplit jünger ist als die Erzgänge. Wir können daraus schließen, daß die letzten Nachklänge des bei der variskischen Gebirgsbildung sich abspielenden Eruptionsprozesses durch die Eruptionen gewisser Aplite gekennzeichnet sind.

Der Hauptzweck unserer Arbeit war, den Lesern zu zeigen, wie innig die vulkanischen Erscheinungen bei der variskischen Gebirgsbildung mit den tektonischen zusammenhängen und wie es bei den tektonischen Untersuchungen in Mittelböhmen angebracht ist, auch den vulkanischen Vorgängen die rege Aufmerksamkeit zu widmen.

Obwohl die tektonischen und vulkanischen Erscheinungen unseres Gebietes wegen ihrer außerordentlichen Mannigfaltigkeit im ersten Moment kaum erlauben, ihre wahren Ursachen und die gegenseitigen Beziehungen zu enträtseln, so lassen sie sich bei einer sorgfältigen Analyse der aufgesammelten Tatsachen, die wir z. B. in unserem Gebiet unternommen haben, doch auf die wenigen gemeinschaftlichen Grundursachen zurückführen. Wollte man diese Grundursachen erkennen, so müßte man selbstverständlich aus einem großen Gebiet Erfahrungen haben. Je größer das Arbeitsgebiet ist, desto mehr sind unsere Deutungen plausibel. Die Mannigfaltigkeit und die scheinbare Unregelmäßigkeit der tektonischen und vulkanischen Vorgänge ist im ganzen nur von den lokalen Umständen und Verhältnissen abhängig. Sehr viel tektonische Unregelmäßigkeiten und Abweichungen vom üblichen Bauplan des Gebirges sind zum Teil in den paläogeographischen Verhältnissen begründet, welche vor dem Eintreten der variskischen Gebirgsbildung, besonders zur Zeit der Sedimentierung der altpaläozoischen Schichten, im Barrandien geherrscht haben, teilweise auch in der vorkambrischen Faltung der algonkischen Sedimente

[37]) Vgl. Fr. Slavík, l. c. [35]), S 364 und 365.



Tabellarische Uebersicht

der während der variskischen Gebirgsbildung im SO-Flügel des Barrandiens erfolgten tektonischen und vulkanischen Vorgänge.

(Zu Seite 265 [27].)

Tektonische Vorgänge

Phase	Tektonische Vorgänge		
Vorphase (Ende des mittl. Devons)	Die altpaläozoischen Schichten noch horizontal gelagert, ungefaltet.		
Phase der Hauptfaltung („Hauptphase“)	Zusammenfaltung der altpaläozoischen Schichtenkomplexe: Bildung der NO—SW streichenden Faltenzüge und der (Längs-) Ueberschiebungen, die in unserem Gebiete (d. i. im SO-Flügel des Barrandiens) nach SO, im NW-Flügel des Barrandiens nach NW gerichtet sind. Anlage der NW—SO-Spalten zu den späteren Blattverschiebungen. Stellenweise schichtenparallele Querverschiebungen. Am Ende der Hauptphase Bildung der streichenden Senkungsbrüche.		
	Allgemeines	*Erscheinungen in unserem Gebiete*	
Phase der Querfaltung	Unter dem Einflusse des sich quer zur Wirkungsrichtung der Hauptphase fortpflanzenden Faltungsdruckes entsteht eine gewölbeartige Hebung und mit derselben verbundene windschiefe Verbiegung der bei der Hauptphase erzeugten Faltensysteme. Deshalb der bogenförmige Verlauf der Ablagerungen des Barrandiens in Mittelböhmen und der bogenförmige, bzw. sigmoidale Verlauf der Faltenzüge im Böhm.-Mähr. Hügellande. Zahlreiche Pressungs- und Stauungserscheinungen in der sich gewölbeartig hebenden Erdkruste.	Entstehung der Zavistér Ueberschiebung und anderer nach NW und N gerichteter Ueberschiebungen. — Hauptperiode der NW—SO streichenden Blattverschiebungen und Querverwerfungen.	Wirkungsdauer des Euler Druckes: Zerklüftung des Euler- und des Kocábagebietes in der NNO-Richtung. Zerdrückung der Euler Eruptivzone und Bildung neuer NNO-Spalten. Entstehung der sekundären Schieferung im Kocábagebiete. Zerdrückung der NNO streichenden Diabase bei Eule und Štěchovice.
Tektonische Schlußphase	Bildung der Kontraktionsspalten im Granitmassive. Postgranitische NW—NNW streichende Senkungsbrüche; im Böhm.-Mährischen Hügellande Bildung der „Quetschzonen“ Hinterlechners.		

Mehrmals sich wiederholende Zerrung des Příbramer Gebietes in der N—S-Richtung.

Vulkanische Vorgänge

Phase	Vulkanische Vorgänge			
Vorphase	Im Moldaugebiete oberhalb Königsaal Intrusionen der lakkolithartigen Porphyr- und Porphyritkörper und der Porphyr-, Porphyrit- und Diabaslagergänge			
	Die der Phase der Hauptfaltung entsprechenden Eruptionen in unserem Gebiete bisher unbekannt.			
Vorgranitische Spaltung des Urmagmas	Aufsteigen der den Graniteruptionen vorangehenden Spaltungsprodukte	Das Moldaugebiet oberhalb Königsaal:	Die Umgebung von Dobříš und Příbram:	
		Eruption der Gesteine der Euler Zone	Eruption des Porphyr- und Porphyritstockes von Kozí Hory und Besídka bei Dobříš und Neu-Knín.	
		Eruptionen der NNO streichenden Diabasgänge des Euler, Moldauer und Kocábagebietes	Eruptionen der N–S streichenden Diabasgänge.	
		Eruptionen einiger Minetten?		
Bildung der Granitmassive, insbesondere des mittelböhmischen. (Vulkanische „Hauptphase“)	Aufsteigen / Erstarrung	der granitischen Massen	Eruption des mit der mittelböhmischen Granitmasse zusammenhängenden Quarzdiorites von Bohutín.	
Postgranitische Spaltung des übriggebliebenen magmatischen Restes. (Vulkanische Schlußphase)	Postgranitische Eruptionen der Gesteinsgänge	Eruptionen der Lamprophyre	1. der Minetten und Kersantite 2. der Diorite, Porphyrite, Quarzporphyrite etc.	
		Eruptionen der „saueren Nachschübe“	3. der Aplite und Pegmatite.	
	Bildung der Erzgänge	Perimagmatische Erzgänge: Goldquarzgänge	Antimonit-Bleiglanzgänge von Bohutín	Eisensteingänge der südl. Umgebung von Příbram; Apomagmatische Erzgänge: Silber-Blei-Zinkerzgänge von Příbram und die Příbramer „Dürrerze.“
	Eruptionen der letzten Aplite (Libčice).			

Mittelböhmens, die manchenorts zur Verwicklung der tektonischen Verhältnisse zwar indirekt, aber wesentlich beigetragen hat.

Die Erkenntnis der Grundursachen der tektonischen und vulkanischen Erscheinungen Mittelböhmens ermöglicht es uns, den ganzen Prozeß der variskischen Gebirgsbildung in einzelne Phasen zu zerlegen. Bei Berücksichtigung der tektonischen Vorgänge lassen sich in der tektonischen Entwicklung des Barrandiens während der frühkarbonischen Zeit folgende drei Phasen erkennen: 1. die Phase der Hauptfaltung (oder die tektonische Hauptphase), 2. die Phase der Querfaltung, und 3. die tektonische Schlußphase.

In den vulkanischen Erscheinungen spiegelt sich in unserem Gebiete eine weitgehende magmatische Spaltung, die gleichzeitig mit den tektonischen Erscheinungen der variskischen Gebirgsbildung vor sich ging. Die tektonischen Vorgänge haben gewöhnlich das Aufsteigen der einzelnen Spaltungsprodukte begünstigt. Nach dem Differentiationsprozesse lassen sich auch die vulkanischen Erscheinungen unseres Gebietes in drei Phasen anordnen: Die erste Phase bezieht sich auf die vorgranitische Spaltung des ursprünglichen Magmas. Die zweite Phase, die wir als die vulkanische Hauptphase bezeichnen können, beschränkt sich auf die eigentliche Bildung des mittelböhmischen Granitmassives und anderer in Ost- und Südböhmen vorkommenden Granitmassive. Die dritte Phase (die vulkanische Schlußphase) wird durch das Aufsteigen der Spaltungsprodukte (der Gesteins- und Erzgänge) charakterisiert, die sich durch den Zerfall des nach der Erstarrung der Granitmassen übriggebliebenen magmatischen Restes gebildet haben.

Wir haben versucht, die einzelnen tektonischen und vulkanischen Phasen und die den letzteren subordinierten Erscheinungen in der beigefügten Tabelle übersichtlich darzustellen. Aus derselben ersehen wir, daß die tektonischen Phasen sich mit den vulkanischen nicht vollständig decken. Die vulkanische Hauptphase, das ist die Bildung der großen granitischen Massen, beginnt erst am Ende der Phase der Querfaltung und überdauert dieselbe. Auf Grund dieser Erfahrung glauben wir annehmen zu dürfen, daß das Aufsteigen der großen Granitmassive vielleicht den Abschluß der mächtigsten Druckphänomene (der eigentlichen Faltung) in Mittelböhmen bedeutet. Die der Erstarrung des Granites nachfolgenden tektonischen Erscheinungen hatten nur die ungleichen Spannungen in dem durch die Faltung und Querfaltung neu entstandenen tektonischen Gebilde auszugleichen.

Ueberblicken wir nochmals die in unserem Gebiete nachgewiesenen Eruptivgesteine. Die Eruptionsfolge verrät uns die Art und Weise der Differentiation des ursprünglichen granitischen Magmas in Mittelböhmen.

Gewöhnlich wird angenommen, daß die Spaltung größerer magmatischer Massen mit Eruptionen der basischen Glieder beginnt. In unserem Gebiete aber haben sich gerade die sauren Glieder (Quarzporphyre und Quarzporphyrite) zuerst abgespaltet. Diesen

Eruptionen folgten dann die basischen Glieder: Porphyrite und verschiedene Grünsteine, namentlich Diabase. Es ist nicht ausgeschlossen, daß mit dem Emportreten einiger Minetten, also sehr basischer Eruptivgesteine der vorgranitische Spaltungsprozeß abgeschlossen wurde. Es stiegen nun die großen granitischen Massen empor; bevor sie zur definitiven Erstarrung gekommen sind, hat sich auch in ihnen eine magmatische Spaltung abgespielt, welche zur Bildung verschiedener Strukturabarten, saurer oder basischer Randfazien und Schlieren Anlaß gegeben hat. Im ganzen weisen aber die das mittelböhmische Granitmassiv zusammensetzenden Massen eine granodioritische Beschaffenheit auf.

Nach der Erstarrung der granitischen Massen entsendete der magmatische Herd allem Anscheine nach zuerst die basischen Glieder: die Minetten und Kersantite. Nach der Abspaltung dieser Gesteine zerfiel das Stammagma in den basischen und den sauren Teil, was sich in den beiläufig gleichzeitigen Eruptionen von Diorit- und (Quarz-) Porphyritgängen am besten äußert. Der übriggebliebene saure Rest gab den Aplitgängen ihre Entstehung, die sich zuletzt abgespaltet haben und somit die „sauren Nachschübe“ des paläozoischen Eruptionsprozesses bei uns bedeuten. Die schönen granophyrischen und schriftgranitischen Strukturen, welche die Aplite sehr oft erkennen lassen, weisen darauf hin, daß der Schmelzfluß, aus welchem sie kristallisiert haben, sich im eutektischen Zustande befand.

Die Nachklänge der ganzen vulkanischen Tätigkeit äußern sich in dem Aufsteigen verschiedener Erzgänge, welche, je nachdem, wie weit vom ursprünglichen Herde sie in den Schichtenkomplexen gelangt sind, ihre mineralogische Zusammensetzung und ihre Struktur ändern.

Zum Schlusse möchte ich noch folgendes bemerken:

Der vorliegende Aufsatz ist nur als ein Versuch der Deutung der verwickelten tektonischen und vulkanischen Verhältnisse in Mittelböhmen zu betrachten. Obwohl ich mir gut bewußt bin, daß ein großer Teil der hier niedergelegten Ansichten sich im Laufe der Zeit vielleicht auch wesentlich ändern wird, habe ich mich entschlossen, dieselben hier deshalb zu veröffentlichen, da ich glaube, daß diese Arbeit auch in anderen Teilen des Barrandiens zu ähnlichen Deutungsversuchen Anlaß geben und vielleicht auch manche interessante Diskussion des paläozoischen Gebirgsbildungsprozesses in Mittelböhmen hervorrufen wird [38]).

Příbram, im April 1917.

K. k. montanistische Hochschule.

---

[38]) Die Eruptionsfolge im Moldaugebiete unterhalb der Sct. Johannes-Stromschnellen wurde von dem Verfasser bei Gelegenheit der Tagung der V. Versammlung der böhmischen Naturforscher und Aerzte in Prag (1914) vorgetragen und in demselben Jahre in „Sborník České společnosti zeměvědné“ publiziert.

Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen.

Paläontologische Untersuchungen nebst kritischen Bemerkungen zur Stratigraphie der böhmischen Kreideformation[1]).

Von Privatdozent Dr. **Josef Woldřich** in Prag.

Mit 3 Tafeln (Nr. IV [I]—VI [III]) und 3 Textfiguren.

Einleitung.

Nördlich von der Eisenbahnbrücke an der Strecke der böhmischen Nordbahn wurde bei Neratovic bei der Flußregulierung unweit des rechten Elbeufers ein Fangdamm errichtet. Ehedem ragte hier bei normalem Wasserstande der felsige Flußboden über den Wasserspiegel empor. Im Laufe der stufenweisen Vertiefung des Fangdammes sowie der Absprengung des Felsens konnte ich feststellen, daß sich hier eine längliche Eruptivmasse erhebt, welche stellenweise mit Sedimenten der Kreideformation bedeckt war. Dieselben enthielten eine reiche und oft gut erhaltene Fauna.

Das genannte Gebiet liegt im Bereiche einer Kreideinsel, welche den sogenannten Korycaner Schichten angehört. Sie bedecken hier den gewöhnlich algonkischen Untergrund. Das Algonkium verläuft in einer breiten Zone vom Moldauufer gegen NO und tritt bei Lobkovic und Neratovic stellenweise nahe an das linke Elbeufer heran, während es weiter gegen NO am rechten Elbeufer von jüngeren Sedimenten der Kreide- und Diluvialformation bedeckt zu sein pflegt. Vgl. Počta's geologische Karte der weiteren Umgebung von Prag (**55** *a*)[2]).

In der genannten algonkischen Zone zwischen dem rechten Moldau- und linken Elbeufer sind mehrfach Denudationsreste der sogenannten Korycaner Schichten erhalten, welche hier insbesondere in kalkiger Fazies entwickelt sind. Sie sind hauptsächlich aus der Gegend zwischen dem Augititberge Kopeč und den Ortschaften Korycany, Vodolka und Großdorf bekannt. Ein Verzeichnis der reichen, hier aufgefundenen Fauna wurde von Frič (**9**, S. 231) veröffentlicht. Auch in

---

[1]) In böhmischer Sprache erscheint die Arbeit in den Abhandlungen der böhmischen Akademie der Wissenschaften in Prag.

[2]) Die in Klammern angeführten fetten Zahlen entsprechen den laufenden Zahlen des Literaturverzeichnisses am Ende der Arbeit.

der Neratovicer Kreideinsel ist vorwiegend eine kalkige Fazies der Korycaner Schichten entwickelt und Versteinerungen wurden hier von Herrn Lehrer Petrbok insbesondere bei Kojetic und Lobkovic, ferner bei Mlikojed gefunden. Ein Verzeichnis derselben von den zwei zuerst genannten Stellen findet man bei Frič (18), welcher jedoch irrtümlich unseren algonkischen Kieselschiefer im Untergrund der Kreide daselbst einmal als silurisch, ein anderes Mal als kambrisch anspricht.

A. Die petrographische Beschaffenheit des Eruptivkörpers und unserer Klippenfazies der Kreideformation.

Unser Eruptivkörper hat wohl die Gestalt eines länglichen Lakkolithen, welcher in die algonkischen Sedimente eindrang. Der ursprünglich ihn umgebende algonkische Mantel wurde in vorkretazischer Zeit durch die Denudation beseitigt, so daß die große Transgression des Kreidemeeres den Lakkolithen bereits entblößt antraf.

Bei der Vertiefung des Fangdammes mußte ein großer Teil der Oberfläche dieses Lakkolithen abgesprengt werden, so daß insbesondere der nördliche und südliche Teil des Fangdammes schöne Aufschlüsse im monzonitischen Gestein darbot. Das Eruptivgestein wird von zahlreichen Spalten der verschiedensten Richtungen durchzogen, nach welchen es in unregelmäßige kleinere Stücke zerfällt.

Das graue Eruptivgestein ist großenteils fein- bis mittelkörnig, seine petrographische Beschaffenheit ist sehr veränderlich. Stellenweise enthält es reichlich Pyrit.

Unter dem Mikroskop fand ich im Dünnschliff folgende Zusammensetzung der feinkörnigen Partien des Gesteins:

Die Feldspate sind durch Orthoklas und Plagioklase vertreten. Beide pflegen stark umgeändert zu sein, insbesondere entsteht aus ihnen ein Muskovit-Kaolin-Aggregat. Zahlreich und charakteristisch ist ein brauner Amphibol vertreten; einen weiteren Bestandteil bildet ein im Dünnschliff fast farbloser, makroskopisch bräunlicher, auf den Spaltungsflächen perlartig und metallartig glänzender Pyroxen. Es ist ein rhombischer, stengeliger und nur schwach bräunlich pleochroitischer, optisch positiver Pyroxen. Im Dünnschliff tritt hauptsächlich nur die prismatische Spaltbarkeit hervor. Er ist den bronzitischen Pyroxenen zuzurechnen. Stellenweise scheint aus ihm brauner Amphibol zu entstehen.

Olivin tritt im Gestein in Form von Körnern auf, welche von zahlreichen Sprüngen durchsetzt werden; er ist teilweise in Serpentin umgewandelt. Quarz füllt als jüngster Gemengteil stellenweise Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengteilen aus. Spärlich tritt Apatit, Magnetit und Pyrit auf; Ilmenit ist zahlreich vertreten.

In Dünnschliffen, welche aus anderen Partien des Eruptivgesteinkörpers angefertigt wurden, fehlt völlig der bronzitische Pyroxen

und Olivin, hingegen tritt reichlicher ein chloritischer Gemengteil auf; er ist arm an *Fe* und entstand teilweise aus Biotit, stellenweise auch aus dem braunen Amphibol. Auch Quarz ist reichlicher vertreten.

Nach den beschriebenen Eigenschaften gehört das Gestein in die Gruppe der Monzonite und ist oft von gabbroidem Charakter.

Ueber den durch Denudation entblößten Monzonitlakkolith ergoß sich das Kreidemeer, von dessen Grunde sich dieser klippenartig erhob. In den mehr oder weniger seichten Vertiefungen seiner Oberfläche sind uns Ueberreste der Kreidesedimente, welche vielfach kleinere oder größere Bruchstücke des an der Oberfläche zerstörten Eruptivkörpers enthalten, erhalten geblieben.

Ich fand hier folgende Sedimente vor:

Grauer, dichter bis sehr feinkörniger Kalkstein, spärliche Quarz- und Glaukonitkörner enthaltend. Er verbindet oft auch Bruchstücke oder Blöcke des Monzonits, welche mit einer grünen Glaukonitschicht bedeckt zu sein pflegen; das Gestein nimmt so stellenweise ein breccienartiges Aussehen an. Es liegt an der Basis unserer Kreideschichten und enthält unter anderem überaus zahlreiche Brachiopoden, hauptsächlich *Terebratula phaseolina.*

Kalkige Sandsteine bestehen aus Quarzkörnern und kalkigem Zement; sehr zahlreich sind auch Glaukonitkörner vertreten. Spärlich treten Glimmerschüppchen auf. Außerdem enthält der Sandstein auch kleinere Bruchstücke des Monzonits und Kieselschiefergerölle.

Sandig-mergelige Schichten enthalten massenhaft Exogyren und Ostreen.

Eine ähnliche Klippenfazies der Korycaner Schichten ist in Böhmen ziemlich verbreitet und von zahlreichen Autoren beschrieben worden. Ich führe als Beispiele nur folgende Lokalitäten an: Kolin, wo kalkige Schichten mit *Pecten acuminatus* Spalten und Vertiefungen im Gneise ausfüllen, weiter Kamaik, Zbislav, Radovesnic (**9**), Buštěhrad (**73**), Pardubitz (**49**), Smrček usw. Počta (**52**, III. Teil, S. 40) hält bereits im Jahre 1885 die Korycaner Schichten bei Zbislav, Kamaik und Kolin für ein Litoralgebilde. Jahn (**29***a*) beschreibt drei Züge cenomaner Klippenfazies in Böhmen; charakteristische Lokalitäten sind: Elbeteinitz, Přelauč, Choltitz, Heřmanměstetz usw.

Unser Kalkstein und kalkiger Sandstein erinnert vielfach insbesondere an manche Klippenfazies des sächsischen Cenomans (z. B. am Syenitrücken bei Plauen), wie sie vortrefflich und übersichtlich von Petrascheck (**48**) beschrieben wurde.

B. Paläontologischer Teil

Aus den beschriebenen Kreideschichten, welche bei der Vertiefung des in der Nähe von Neratovic angelegten Fangdammes abgesprengt und entblößt wurden, gewann ich im Laufe zahlreicher Exkursionen eine interessante reichliche Fauna, in welcher Lamellibranchiaten und Gastropoden vorherrschen.

Wie bekannt, gibt es keine neuere zusammenfassende wissenschaftliche Bearbeitung der böhmischen Kreide-Lamellibranchiaten, ungeachtet der Rudisten, deren treffliche wissenschaftliche Durchforschung wir Počta (**54**) verdanken; einen Teil der Inoceramen bearbeitete Petrascheck (**50**). Die sonst treffliche Reuß'sche Arbeit „Ueber die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation“ (**56**) ist bereits sehr veraltet und braucht auch viele Berichtigungen und Nachträge. Dasselbe gilt im ganzen, was die Lamellibranchiaten und Gastropoden anbelangt, auch von den Arbeiten Frič's, welcher in seinen „Durchforschungen der einzelnen Kreideschichten Böhmens“ (**9—15**) im paläontologischen Teile hauptsächlich nur Fossilienverzeichnisse mit Fundortangaben und nicht immer gelungenen Abbildungen bietet. Auch in seinem „Illustrierten Verzeichnis der Versteinerungen der cenomanen Korycaner Schichten“ (**10**), das im Jahre 1911 erschien, blieb die neuere Literatur vielfach unberücksichtigt, so daß das Verzeichnis vieler sachlicher Berichtigungen sowie auch einer Aenderung der veralteten Nomenklatur bedarf. Auch in den „Gastropoden“ (**66**) Weinzettels sind viele neuere diesbezügliche Publikationen außer acht gelassen, zumal diese Arbeit erst 20 Jahre nach ihrer Beendigung ohne Ergänzungen der neueren Literatur veröffentlicht wurde!

Aus den angeführten Gründen widmete ich der paläontologischen Bearbeitung der Lamellibranchiaten und Gastropoden von Neratovic besondere Sorgfalt, indem ich mich auf die neueste Literatur stützte. Die genaue Bestimmung der böhmischen Kreide-Lamellibranchiaten und vergleichende Studien an denselben pflegen oft durch ihre schlechte Erhaltungsweise, insbesondere was das Schloß anbelangt, erschwert zu sein. Eine Bestimmung der Arten nach den Steinkernen ist oft unsicher, ja unmöglich.

Bei der Zusammenstellung der die einzelnen Arten betreffenden Literaturverzeichnisse berücksichtigte ich in erster Reihe die Arbeiten über die böhmischen Kreideschichten, ferner aber auch jene Publikationen, welche mir in dieser oder jener Hinsicht wichtig zu sein schienen. Ein vollständiges Verzeichnis der paläontologischen Literatur findet man in der schönen „Monographie der englischen Lamellibranchiaten“ von Woods (**71** u. **72**).

I. Lamellibranchiata.

Familie: **Nuculidae Gray.**

Genus: **Nucula Lam.**

Nucula sp. (cf. pectinata [?]) Sow.

Bloß 1 Steinkern, ähnlich der *Nucula pectinata* von Leobschütz, welche Reuß (**56**, II.) auf Taf. 34, Fig. 4 abbildet. Ihre Zugehörigkeit zu *N. pectinata Sow.* ist jedoch zweifelhaft, da sie nach Woods (**71**, I., S. 17 u. 18) spitzere Wirbel hat und die Schale nicht erhalten ist. Auch die von Geinitz (**21**, I.) Taf. 49, Fig. 12 und (**22**, II.) Taf. 16, Fig. 6 abgebildeten Nuculaarten zählt Woods nicht hierher, da der Hinterteil der Schale gerundet und verhältnismäßig länger ist als bei der englischen Art.

Auch Frič (**10**, S. 40) führt aus den Korycaner Schichten bloß schlecht erhaltene, zweifelhafte Steinkerne an; jedenfalls scheint jedoch das von ihm aus den Dřinover Knollen (**11**, S. 117, Fig. 79) abgebildete Exemplar nicht hierher zu gehören. Nach V. Zahálka (**80**) in den böhmischen Formen II—V, VIII—X.

Familie: **Nuculanidae Stol.**

Genus: **Nuculana Link.**

Nuculana porrecta (Reuss).

1842. *Nucula siliqua*, Geinitz, Charakteristik (**19**), S. 77, Taf. 20, Fig. 28—29.
1846. — *porrecta*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 7, Taf. 34, Fig. 12—13.

1 Steinkern der rechten Schale. Länge: ca. 11 *mm*. Höhe: 5 *mm*.

Steinkern glatt, nach hinten stark verlängert und schmäler als am Vorderteile. Wirbel im zweiten Drittel der Schalenlänge. Charakteristisch sind die winkelig gebrochenen Schloßzähne.

Geinitz führt als Fundort Tyssa an; Reuß außerdem noch den untersten Quader von Zlosejn und Mühlhausen, V. Zahálka die Zone II (**76**, S. 17), Bř. Zahálka (**73**) mehrere Lokalitäten aus der Zone II (Korycaner Schichten).

Familie: **Arcidae Lam.**

Genus: **Barbatia Gray.**

Barbatia Galliennei (d'Orbigny).

1844. ***Arca Galliennei***, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 218, Taf. 314.
1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 220, Taf. 48, Fig. 20—22.
1895. — — Tiessen, Subherc. Tourtia (**64**), S. 482.
1899. ***Barbatia*** — Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 41, Taf. 7, Fig. 9*a*, *b*.
?1911. ***Arca*** — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 34, Fig. 153.

Mehrere Steinkerne, teilweise mit Skulptur.

Länge: 53 *mm*. Höhe: ca. 30 *mm*.

Dichtgedrängte Radialstreifen bedecken die Schalenoberfläche und werden von konzentrischen Streifen durchquert. Die stumpfen Wirbel liegen im Vorderteile der Schale, bei einem meiner Exemplare sind sie jedoch ziemlich weit gegen die Mitte gerückt. Sie gleichen völlig den von d'Orbigny abgebildeten Exemplaren. D'Orbigny gibt eine Schalenlänge bis 80 *mm*, Geinitz an den Plauenschen Stücken bis 60 *mm* an; der von Woods abgebildete Steinkern hat eine Länge von etwa 43 *mm*. Die von Geinitz abgebildeten und von Tiessen angeführten Schalen sind jedoch ganz bedeutend kleiner. Bei dem von Frič abgebildeten Steinkerne ist das Verhältnis von Länge und Höhe ein anderes (51 : 35); auch ist der Vorderteil der Schale viel kürzer und ganz anders geformt.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Cenoman, nach Barrois in den Zonen *M. inflatus*, *Pecten asper* und *A. läticlavius* Frankreichs, nach Geinitz im unteren Pläner und Quader von Sachsen, nach Tiessen in der unteren Tourtia am Harze, nach Woods in der Zone der *Schloenbachia* (*Mortoniceras*) *varians* (Basis des Chalk marl) in England, nach Frič in den Korycaner Schichten bei Korycan, Kuttenberg, Zbyslav und Zlosejn in Böhmen, nach Jahn (**29***a*) in der Klippenfazies der Korycaner Schichten, nach Petrascheck (**51**) in der böhmischen Zone der *Actinocamax plenus*.

Barbatia Geinitzi (*Reuß*).

Taf. IV (I), Fig. 1.

1876. *Arca Geinitzi*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 11, Taf. 34, Fig. 31.

1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 55, Taf. 16, Fig. 7 *a*, *b*, 8.

1889. — — Frič, Teplitzer Sch. (13), S. 79, Fig. 63.

1899. *Barbatia sp.*, *cf. Geinitzi*, Woods (71), I., S. 42, Taf. 7, Fig. 10 *a*, *b*, 11.

Höhe: 9 *mm*. Länge: ca. 18 *mm*.

Sehr wenig gewölbt, sehr charakteristisch durch die Gestalt und schöne Skulptur. Dichte Radialstreifen, von denen insbesondere am Vorderteile der Schale öfters je 2 paarweise einander genähert sind, werden von zahlreichen Längsstreifen durchschnitten. So entsteht die knotig-streifige Oberflächenskulptur. Sonst völlig übereinstimmend mit der von Reuß gegebenen Beschreibung und Abbildung. Von Jugendformen der *B. Galliennei* unterscheidet sie sich dadurch, daß der Vorder- und Hinterrand ziemlich scharf am Schloßrande abstößt, während er bei letzterer Art gerundet erscheint.

Vorkommen. Im Chalk rock Englands (Woods), im Plänerkalke von Strehlen und im oberen Plänermergel Sachsens (Geinitz), im Plänermergel Böhmens (Reuß), nach Frič daselbst in den Teplitzer Schichten, nach Jahn (**29**) und Krejči (**34**) auch in den Priesener Schichten, nach Zahálka (**76**) in der Zone VII. Bei Neratovic fand ich eine linke Schale mit teilweise wohlerhaltener Skulptur.

Barbatia sp. cf. striatula (Reuß).

Taf. IV (I), Fig. 2.

1843. *Cucullaea striatula,* Reuß, Geogn. Skizzen (57), II., S. 195.
1844. *Arca Hugardiana,* d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 216, Taf. 318, Fig. 4—6.
1846. *Arca striatula,* Reuß, Versteiner. (56), II., S. 12, Taf. 34, Fig. 28.

Höhe: 8, 10, 13 *mm.* Länge: 14, 17, 23 *mm.*

Die schwachgewölbten Schalen sind dicht mit Radialstreifen versehen, welche von schmäleren Zwischenfurchen getrennt werden. Konzentrische Anwachsstreifen treten hauptsächlich nur in der Nähe des Unterrandes auf. Die Wirbel sind weit nach vorn gerückt. Der Vorderteil der Schale ist viel schmäler und kürzer als der Hinterteil. In der Mitte ist die Schale etwas eingedrückt. Vorderrand rund, Unterrand gerade, Hinterrand rund und mit dem hinteren Schloßrande einen stumpfen Winkel bildend. Längs einer Erhebung, die von den Wirbeln gegen die hintere, untere Ecke der Schale verläuft, senkt sich die Schale zur Analfläche.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Albien, nach Reuß im unteren Quader und Plänermergel in Böhmen. Bei Neratovic sehr häufig.

Barbatia sp., cf. tricarinata Geinitz.

Taf. IV (I), Fig. 3.

1840. *Arca sp.,* Geinitz, Charakteristik (19), S. 50, Taf. 10, Fig. 7.
1872. — *tricarinata,* Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 221, Taf. 48, Fig. 23.

Zwei linke Schalen mit Skulptur. Länge der größeren: 25 *mm,* Höhe: 13 *mm.*

Die Oberfläche mit dichten Querstreifen bedeckt, welche von zahlreichen Anwachsstreifen durchquert werden. Wo sich beide kreuzen, entstehen knotenförmige Erhebungen. Ueber die Analfläche, welche ziemlich jäh von der Rückenfläche abfällt, verlaufen mehrere deutlich gekörnelte Kiele. Die Wirbel liegen etwas vor der Mitte der Schale. Etwa in der Mitte ist die Schale insbesondere in der Nähe des Unterrandes schwach eingebuchtet.

Fundorte. Nach Geinitz im unteren Pläner und in den Konglomeratschichten des unteren Quaders in Sachsen. Bei Neratovic 2 Schalen.

Barbatia vendinensis (d'Orbigny).

1844. *Arca vendinensis,* d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 220, Taf. 315 Fig. 4—7.
1897. — — Frič, Chlomeker Sch. (15), S. 57, Fig. 63.
1899. *Barbatia* — Woods, Cret. Lamellibr. (71), I., S. 41.

Ein Skulptursteinkern der rechten Schale.

Fundort. Nach d'Orbigny im französischen Cenoman, nach Woods im Chalk marl in England, nach Frič in den Chlomeker

Schichten Böhmens. Frič hält diese Art für identisch mit *Cucullaea gosaviensis* bei Zittel (**82**, Taf. X, Fig. 4), welche jedoch von Stoliczka (**61**, III., S. 344) für eine *Trigonarca* erklärt wird.

Arca (*Barbatia?*) *nova n. sp.*

Taf. IV (I), Fig. 4.

Länge: 17·5 *mm*. Höhe: 9·5 *mm*.

Die Wirbel liegen in der vorderen Hälfte der Schale. Unterrand gerade; Vorderrand gerundet, Hinterrand mit dem Unterrande fast einen rechten Winkel bildend, dann schräge und gerundet in den Schloßrand übergehend. Vorderteil der Schale konvex und vom Rücken längs einer stumpfen Kante abfallend. Der etwas konkave Hinterteil der Schale fällt sehr steil längs einer schrägen scharfen Kante gegen den Hinter- und Schloßrand ab. Etwa in der Mitte ist der Schalenrücken seicht eingebuchtet. Die Skulptur besteht aus zahlreichen, deutlichen, öfters dichotomisch sich teilenden Querstreifen, welche durch gleich breite Furchen getrennt werden. Sie werden von konzentrischen Längsstreifen gequert, so daß eine zierliche Gitterung entsteht.

Von *Grammatodon carinatus* unterscheidet sich diese Art insbesondere durch den Verlauf des Vorder- und Hinterrandes sowie die deutliche Gitterskulptur. Bei Neratovic fand ich 2 linke Schalen.

Genus: **Grammatodon Meek und Heyden.**

Grammatodon sp., cf. carinatus (*Sowerby*).

1844. *Arca carinata*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 214, Taf. 313, Fig. 1—3.
1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 223, Taf. 49, Fig. 5 (?) und 6.
1899. *Grammatodon carinatus*, Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 45, Taf. 8, Fig. 3—8.

Länge: 18 *mm*. Höhe: 9 *mm*.

Der Vorderrand bildet mit dem Schloßrande fast einen rechten Winkel, während er gerundet in den geraden Unterrand übergeht. Hinterrand schief mit dem Unterrande einen spitzen und mit dem Schloßrande einen stumpfen Winkel bildend. Die Wirbel liegen vor der Mitte der Schale. Längs einer Kante, die von den Wirbeln zur hinteren unteren Schalenecke verläuft, fällt das hintere Schalenfeld steil ab. Die Skulptur besteht aus starken Querrippen, die von spärlichen Anwachsstreifen gekreuzt werden.

Vorkommen. D'Orbigny führt diese Art aus dem französischen Albien und Cenoman an; nach Woods in der Unterkreide (insbesondere Gault) und im Chalk marl des Cenomans (Zone of Schloenbachia varians) Englands. Nach Geinitz im unteren Pläner Sachsens. Bei Neratovic sehr selten.

Familie: **Trigoniidae Lam.**

Genus: **Trigonia Bruguière.**

Trigonia sulcataria Lamarck.

1844. *Trigonia sulcataria*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 150, Taf. 294, Fig. 5—9.
1846. — — Reuß, Versteiner. (56), II., S. 5.
1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 224, Taf. 19, Fig. 13—14.
1900. — — Woods, Cret. Lamellibr (71), I., S. 89.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy. (10), S. 34, Fig. 150.

Nach d'Orbigny im Cenoman Frankreichs, nach Reuß im unteren Quader und Exogyrensandstein Böhmens, nach Geinitz im unteren Quader und Pläner Sachsens; Frič führt mehrere Fundorte in den cenomanen Korycaner Schichten an. Nach Woods im englischen Cenoman und Grünsand. V. Zahálka (**80**) führt die Zone II, d'Archiac (1) die Tourtia als Fundorte an u. ä. Bei Neratovic zwei Schalen.

Familie: **Mytilidae Lam.**

Genus: **Modiola Lam.**

Modiola aequalis Sowerby.

Taf. IV (I), Fig. 5.

1844. *Mytilus aequalis*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 265, Taf. 337, Fig. 3—4.
? nicht 1846. *Modiola* — Reuß, Versteiner. (56), II., S. 15, Taf. 33, Fig. 10.
? nicht 1866. — — Zittel, Bivalven der Gosaugeb. (82), II., S. 80, Taf. 11, Fig. 4
? 1885. — — Nötling, balt. Cenomangesch. (42), S. 24, Taf. 4, Fig. 1.
1900. — — Woods, Cret. Lamellibr. (71), I., S. 92, Taf. 15, Fig. 8—14.
? 1915. — *concentrica*, Zahálka, Sudet. Kreideform. (79), II., S. 107.

1 linke Schale eines jungen Exemplars. Schale länglich-oval. Länge: 7 *mm*, Höhe: 4·5 *mm*, Ober- und Unterrand fast parallel. Vom stumpfen Wirbel gegen die hintere untere Schalenecke ist die Schale stumpf erhoben. Schale glatt, mit überaus regelmäßigen, markanten Anwachsstreifen. Eine vom ganz nach vorn gerückten Wirbel etwa gegen die Mitte des Unterrandes verlaufende, seichte Einbuchtung ist schwach angedeutet.

Von der sonst recht ähnlichen *Mod. reversa* unterscheidet sich diese Art insbesondere durch das Fehlen des radialen Strahlenbündels, welches bei ersterer von den Wirbeln gegen den Unterrand verläuft.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Neocom, nach Woods in der Unterkreide Englands; die von Zittel aus der Gosaukreide, von Reuß aus dem Exogyrensandstein von Drahomyschl abgebildeten Exemplare sind von anderer Gestalt und es scheint ihre Zugehörigkeit zu *Mod. aequalis Sow.* auch nach Woods sehr fraglich zu sein. Die von Nötling aus den baltischen Cenomangeschieben

angeführte Form ist etwas kürzer. Zahálka (**79**) führt *Mod. concentrica Goldfuß*, die nach Geinitz (**20**, S. 198) identisch sein soll mit *Mod. laevigata* vom Postelberge bei Geinitz (**19**, S. 78, Taf. 20, Fig. 35) und mit *Mod. aequalis Sow.*, aus seinen Zonen II und IV an. Die *Mod. laevigata* ist von wesentlich anderer Form und gehört wohl einer anderen Art an, während *Mytilus concentricus Münster* bei Goldfuß (**23**, II, S. 178, Taf. 138, Fig. 5) sehr verwandt zu sein scheint; er stammt aus der Kreide von Haldem.

Modiola reversa Sowerby.

Taf. IV (I), Fig. 6.

1844. *Mytilus semiradiatus*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 277, Taf 341, Fig. 1—2.

nicht 1844. — *reversus*, d'Orbigny, ibidem, S. 264, Taf. 337, Fig. 1—2.

1846. *Modiola reversa*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 15, Taf. 33, Fig. 9.

? 1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 216, Taf. 48, Fig. 9.

1900. — — Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 94, Taf. 15, Fig. 15—18; Taf. 16, Fig. 1—3.

1 linke Schale; Länge: 25 *mm*, größte Höhe: 13·5 *mm*. Der stumpfe Wirbel ist ganz nach vorn gerückt. Die Schale breitet sich gegen hinten aus, so daß der Hinterrand etwa doppelt so hoch als der Vorderrand ist. Vom Wirbel verläuft eine Furche gegen den Unterrand, der infolgedessen an einer Stelle etwas eingebuchtet ist. Hinter dieser Furche wird die Schale etwas von der Mitte der Schalenlänge von einem Bündel schiefer Radialstreifen bedeckt. Sonst weist die Schale ziemlich grobe konzentrische Anwachsstreifen auf, welchen parallel noch eine feine Streifung verläuft.

Vorkommen. D'Orbigny führt die identische Art *Mytilus semiradiatus* aus dem französischen Cenoman an; sein *Myt. reversus* gehört jedoch nicht hierher auf Grund der weiter nach hinten gerückten Wirbel und einer anscheinend ziemlich scharfen über den Rücken verlaufenden Kante. Reuß führt undeutliche Steinkerne aus dem unteren Plänerkalke von Laun in Böhmen an. Geinitz führt die Art aus dem unteren Pläner in Sachsen, aus den Grünsandsteinen im Kieslingwalde und aus dem oberen Quader in Böhmen an. Nach Woods kommt sie im englischen Upper Greensand und Cenoman vor.

Modiola (genus?) arcacea Geinitz.

1849. *Mytilus arcaceus*, Geinitz, Quadersandst. (**20**), S. 168, Taf. 10, Fig. 12.

1873. *Modiola arcacea*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 218, Taf. 48, Fig. 16—18.

1871. — — Stoliczka, Pelecypoda. (**61**), S. 373.

1909. — — Wanderer, Tierversteiner. (**65**), S. 38, Taf. 7, Fig. 3.

1 Steinkern der rechten Schale. Diese Muschel wurde von Geinitz provisorisch zu *Modiola* gestellt, gehört jedoch wohl sicher nicht hierher. Nach Stoliczka gehört sie viel eher zu den Carditinen, etwa zu *Mytilicardia* oder *Carditamera*.

Vorkommen. Nach Geinitz im unteren Pläner von Sachsen, nach Jukes-Browne und Hill (30) im Cenoman von Devon.

Modiola (Mytilicardia?) clathrata d'Archiac.

Taf. IV (I), Fig. 7*a*, *b*.

1847. *Mytilus clathratus*, d'Archiac, fossiles du Tourtia (1), S. 306, Taf. 15, Fig. 4*a*, *b*.
1871. *Modiola* (?) *clathrata*, Stoliczka, Pelecyp. (61), S. 373.

1 linke Schale und Steinkerne der rechten Schale. Länge der linken Schale: 9·5 *mm*, Höhe: 5·5 *mm*. Wirbel terminal, ziemlich spitz. Vorderrand konkav, an der Grenze mit dem Unterrande höckerartig hervorspringend. Unterrand gerade, Hinterrand gerundet und in den fast geraden Oberrand übergehend. Vom Wirbel verläuft ein deutlicher Kiel gegen die untere, hintere Schalenecke. Nach oben und hinten fällt die Schale allmählich, nach unten jedoch steil ab. Ueber die ganze Oberfläche verlaufen ziemlich grobe Radialstreifen, die von etwas breiteren Furchen getrennt werden. Konzentrische Längsstreifen, welche die Furchen und Querstreifen durchqueren, verursachen eine verhältnismäßig grobe und deutliche netzartige Skulptur der Oberfläche (Fig. 7*b*).

Nach Stoliczka mag diese Art zu *Modiola* gehören, doch erinnert der Charakter ihrer Schale sehr an *Mytilicardia*.

Vorkommen. Nach d'Archiac bei Tournay; bisher nur aus der Tourtia bekannt gewesen.

Genus: **Lithodomus Cuv.**

Lithodomus sp. cf. oblongus d'Orbigny.

Taf. IV (I), Fig. 8.

1844. *Lithodomus oblongus*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S 289, Taf. 344, Fig. 4—6.
? 1900. — *rugosus*, Woods, Cret. Lamellibr. (71), I., S. 105, Taf. 17, Fig. 4—6.
1911. — *oblongus*, Frič, Koryc. vrstvy (10), S 36, Fig. 37.

Eine linke Schale, oval, nach hinten etwas breiter werdend. Länge: 12·5 *mm*, Höhe: 6 *mm*. Wirbel fast terminal. Konzentrische Anwachsstreifen, zwischen welchen man noch eine feine, parallele Streifung beobachtet, bedecken die Oberfläche. Wohl verwandt mit *Lithod. rugosus d'Orbigny* (**44**, III., S. 295, Taf. 346, Fig. 1—3), von welchem sie sich jedoch durch das Fehlen des radialen Streifenbündels unterscheidet. In dieser Beziehung gleicht unser Exemplar völlig dem vielleicht identischen *Lithod. rugosus?* bei Woods.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Neocom, nach Frič in den Korycaner Schichten Böhmens bei Smrček, Zbyslav und Korycan. *Lithod. rugosus* wird von d'Orbigny aus dem Cenoman Frankreichs, von Woods aus dem englischen Cenoman, von Frič von Korycan (Korycaner Schichten **10**, S. 38) angeführt.

Genus: Septifer Récluz.

Septifer lineatus (*Sowerby*).

Taf. IV (I), Fig. 9 *a*, *b*.

1840. *Modiola Cottae*, Geinitz, Charakteristik (**19**), II., S. 56, Taf. 10, Fig. 5.
1844. *Mytilus lineatus*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 266, Taf. 337, Fig. 7—9.
1846. — *Cottae*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 14, Taf. 33, Fig. 4.
1873. *Modiola* —, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 214, Taf. 48, Fig. 4—8.
1889. *Mytilus* —, Frič, Teplitzer Sch. (**13**), S. 79, Fig. 66.
? 1889. *Septifer lineatus*, Holzapfel, Aachener Kreide (**28**), S. 216, Taf. 25, Fig. 10—13.
1893. *Mytilus* (*Septifer*) *Cottae*, Frič, Chlomeker Sch. (**15**), S. 57, Fig. 65.
1900. *Septifer lineatus*, Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 106, Taf. 18, Fig. 1—12.
1911. *Mytilus* —, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 36.

Zahlreiche Schalen und Steinkerne.

Vom Wirbel bis zum Hinterrande: ca. 57, 38, 28, 22, 17 u. 11 *mm*. Senkrecht hierzu: 20, 15, 12, 11, 8·5 und 6 *mm*.

Wirbel terminal, etwas nach unten gekrümmt. Der Schalenrand springt an ihnen flügelartig etwas hervor. Unterrand gerade oder schwach konkav, Hinterrand gerundet, Oberrand schwach konvex. Längs einer geraden oder etwas verbogenen Achse, die sich von den Wirbeln gegen den unteren Hinterrand hinzieht, ist die Schale mehr oder weniger konvex gekrümmt. Von dieser Achse fällt die Schale gegen den Unterrand steil unter einem rechten Winkel ab, während der obere Teil des Rückens allmählich gegen den Oberrand absinkt. Bei Steinkernen junger Individuen tritt anstatt der konvexen Rückenachse geradezu ein ziemlich scharfer Kiel auf.

Die Oberfläche ist mit dichtgedrängten Radialstreifen bedeckt, welche sich insbesondere gegen das Hinterende der Schale öfters dichotomisch teilen. Ueber die ganze Schalenoberfläche verlaufen außerdem noch dichte, konzentrische Längsstreifen, durch welche die Querstreifen ein gekörneltes Aussehen erlangen. Die zweifache Streifung bedingt die äußerst zierliche Gitterstruktur der Oberfläche. In unregelmäßigen Intervallen beobachtet man außerdem noch gröbere Anwachsstreifen. An einer einzigen Stelle fehlt die Querstreifung; es ist dies ein kleines Feld hinter den Wirbeln auf der unteren, flachen Seite der Schale.

Die vertikale Platte unter der Schloßplatte, welche Woods an Steinkernen, Holzapfel an den Aachener Exemplaren beobachtete, weist die Art zur Gattung *Septifer* zu.

Vorkommen. Nach Geinitz im tiefsten unteren Pläner, unteren Quadersandstein, oberen Pläner in Sachsen, nach d'Orbigny im Neocom und Cenoman Frankreichs, nach Holzapfel im Aachener Grünsande, nach Woods in der Unter- und Oberkreide Englands, nach Reuß im oberen Plänerkalk von Hundorf und im Hippuritenkalke von Kučlin in Böhmen, nach Frič in den Korycaner Schichten von Kamaik bei Lobkovic, in den Teplitzer und Chlomeker Schichten

in Böhmen. Zahálka (79, S. 107) führt nur die Zone X an! Die Zugehörigkeit der Holzapfel'schen Exemplare zu dieser Art ist zufolge der abweichenden Krümmung und Breite, der anderen Skulptur wohl sehr zweifelhaft, wie bereits auch Woods angibt. Holzapfel sieht in der Veränderlichkeit des Aachener Vorkommens bloß „eine Abnormität einer nach ungewöhnlich langer Dauer vor dem Erlöschen stehenden Art“. In ähnlicher Weise weicht auch die Abbildung bei Frič (15, Chlomeker Schichten) ab; doch scheint dies wohl nur ein Mangel der Abbildung zu sein, da ich mich in der Sammlung des böhmischen Landesmuseums von der Identität der Originale mit *Septifer lineatus* überzeugen konnte.

Die Exemplare von Neratovic stimmen insbesondere völlig mit jenen bei Geinitz und Woods überein. Břet. Zahálka (73) führt die Art auch noch aus seiner Zone II bei Votvovic und Holubic, aus der Klippenfazies der Zone II in der Kreide des westlichen Moldaugebietes an.

Interessant ist die große vertikale Verbreitung dieser Art, welche fast die ganze Kreidezeit andauerte. Sie ist bei Neratovic sehr reichlich vertreten.

Mytilus (Septifer?) Počta-i[1]) *n. sp.*

Taf. IV (I), Fig. 10*a*—*c*.

Länge zwischen dem Wirbel und Hinterrande: 20, 10 *mm*. Senkrecht dazu in der Schalenmitte: 11, 6 *mm*.

Wirbel terminal, spitzig. Vom Wirbel verläuft zur unteren, hinteren Ecke eine ziemlich scharfe Kante; dieselbe ist fast gerade oder schwach gekrümmt. Eine stärkere Krümmung derselben nach unten beobachtet man knapp vor dem Wirbel. Von dieser Kante fällt der flach oder insbesondere vorn schwach konkave Unterteil der Schale senkrecht ab (Fig. 10*b*) oder er ist sogar etwas nach innen überkippt, während der Oberteil flach gewölbt erscheint. Der Unterrand ist gerade und geht unter einem stumpfen Winkel in den Hinterrand über. Letzterer bildet zusammen mit dem Vorder- und Oberrand eine halbmondförmige Biegung.

Die Oberfläche der Schale ist mit feinen Radialstreifen bedeckt, welche wiederum von konzentrischen und stärkeren Anwachsstreifen gekreuzt werden, so daß ein feines Netzwerk entsteht. Die Skulptur gleicht wesentlich jener bei *Septifer lineatus*. Leider konnte ich bei keinem Exemplar das Schloß untersuchen, um die eventuelle Zugehörigkeit dieser Art zur Gattung *Septifer* feststellen zu können.

Diese neue Art erinnert einigermaßen an junge Exemplare von *Septifer lineatus*. Doch tritt die Rückenkante bei letzteren nie so scharf hervor; der Winkel, welchen der Rückenkiel mit dem Ober-

[1]) Nach Ph. Počta, ord. Professor der Geologie und Paläontologie an der böhm. Universität in Prag, dessen großes Verdienst es ist, die Spongien, Anthozoen, Rudisten und Bryozoen der böhm. Kreideformation wissenschaftlich verarbeitet zu haben (52—55).

rande einschließt, ist bei *Septifer lineatus* bedeutend kleiner (vgl. Taf. IV [I], Fig. 9 und 10 *a*), der Unterteil der Schale ist bei demselben nie überkippt, wie in unserem Falle. Ein weiterer wesentlicher Unterschied ist das Fehlen des der Radialstreifen bloßen Feldes bei *Mytilus* (*Septifer?*) *Počtai* sowie seine verhältnismäßig bedeutende Breite, seine Gestalt usw.

Die Gestalt und der Umriß der Schalen ist ähnlich jener bei *Septifer tegulatus Müll.* (**28**, S. 218, Taf. 25, Fig. 1—5), doch weist diese Art keine Radialstreifung auf!

Ich fand zwei Schalen und zwei Steinkerne dieser neuen Art.

Familie: **Spondylidae Gray.**

Genus: **Spondylus Linnée.**

Spondylus striatus (?) (*Sowerby*).

1846. *Spondylus striatus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 37, Taf. 40, Fig. 5, 10, 11.
1847. — — d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 660, Taf. 453.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 186, Taf. 42, Fig. 1—3.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 138.
1901. — — Woods, Cretac. Lamellibr. (**71**), I., S. 119, Taf. 21, Fig. 1—5.
1911? — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 45.

Diese Art wird von d'Orbigny aus dem französichen Cenoman, von Geinitz aus dem unteren Pläner von Sachsen, von Woods aus dem Lower Greensand, Upper Greensand und Cenoman Englands, von Reuß aus Konglomeratschichten von Teplitz, aus dem Hippuritenkalke, Grün- und Exogyren- und Plänersandstein Böhmens angeführt; Frič zitiert die Art in seiner Arbeit über die Weißenberger und Malnitzer Schichten sowie aus den Korycaner Schichten.

Von Geinitz wurde diese Art für ein Leitfossil der cenomanen Schichten angesehen, was allerdings nicht zutrifft, da sie ja auch z. B. im französischen Gault, in der englischen Unterkreide, in der turonen Gosaukreide angeführt wird. Bei Neratovic zwei Schalen.

Familie: **Pectinidae Lam.**

Genus: **Pecten Müller.**

Subgenus: **Entolium.**

Pecten (*Entolium*) *membranaceus Nilsson.*

1846. *Pecten membranaceus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 26, Taf. 39, Fig. 4.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 191, Taf. 43, Fig. 8—11.
1893. — — Michael, Cenoman von Cudowa (**38**), S. 195.

Nach Reuß fast in allen Schichten der böhmischen Kreideformation, nach Geinitz im unteren Quadersandstein und unteren Pläner von Sachsen. Unser Exemplar entspricht der längeren Varietät von *Pecten membranaceus* bei Geinitz (Fig. 11). Nach Michael im oberschlesischen Cenoman. In Frankreich nach Barrois (**2**) in der

Zone à *Amm. inflatus*, à *Pecten asper*, à *Am. laticlavius*. In Böhmen nach B. Zahálka[1]) (73) in den Zonen II u. III. Nach V. Zahálka in IV*b*, V, X*b*—*c* etc.

Bei Neratovic eine Schale.

Subgenus: **Chlamys**.

Pecten (*Chlamys*) *comans Roemer*.

1841. *Pecten comans*, Roemer, Norddeutsches Kreidegeb. (58), S. 51, Taf. 8, Fig. 6.
?1843. — — Geinitz, Charakteristik (19), III., S. 83.
1846. — — Reuß, Versteiner. (56), II., S. 29, Taf. 39, Fig. 13.

Für diese Pectenart sind insbesondere folgende Merkmale charakteristisch. Auf der Oberfläche der Schale treten zwischen je zwei stärkeren Querrippen eine schwächere auf; dieselben werden von zahlreichen konzentrischen Streifen durchschnitten, so daß sie fein gekerbt erscheinen. Schuppenartige Erhebungen treten auf den Querrippen nur in der Nähe des Vorder- und Hinterrandes auf; auch sind hier die Zwischenräume zwischen den einzelnen Rippen bedeutend größer als in der Mitte der Schale und man beobachtet in ihnen eine deutliche schräge Streifung.

Das Auftreten von Schuppen bloß am Vorder- und Hinterrande sowie die schräge Streifung unterscheiden diese Art von *Pecten elongatus*. Letzteres Merkmal weist wohl auf eine Verwandtschaft mit *Pecten* (*Chlamys*) *Robinaldinus d'Orbigny* hin. Ich möchte diese Art also nicht wie Woods (71, I., S. 174—176), mit *Pecten elongatus* vereinigen. B. Zahálka (73) führt *Pecten elongatus* als Synonym des *Pecten comans* aus der Klippenfazies der Zone II bei Debrno an.

Vorkommen. Nach Roemer im Hilskonglomerat bei Essen, nach Geinitz im Konglomerat von Oberau in Sachsen, nach Reuß im Hippuritenkalk von Großdorf in Böhmen. Unsere Exemplare sind etwas spitzer als bei den genannten Autoren.

Pecten (*Chlamys*) *Galliennei d'Orbigny*.

Taf. IV (I), Fig. 11.

1847. *Pecten Galliennei*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 608, Taf. 436, Fig. 5—8.
1847. — *Passyi*, d'Archiac, fossiles du Tourtia (1), S. 309, Taf. 15, Fig. 9.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 196, Taf. 44, Fig. 6.
1902. — *Robinaldinus, var. Galliennei*, Woods, Cretac. Lamellibr. (71), I., S. 184.

Höhe: 39, 44, 53 *mm*. Länge: 32, 33, 40 *mm*.

Die Wirbelkanten laufen in spitzem Winkel zusammen. Die Radialstreifen sind stellenweise knotig; die Zwischenräume zwischen denselben sind in der Mitte der Schale parallel und etwas wellig

[1]) Die bei Bř. Zahálka angeführten Zonen entsprechen der älteren Zoneneinteilung V. Zahálkas, nach welcher die Zone II im ganzen = Korycaner Schichten, die Zone III etwa = Weißenberger Schichten sind.

gestreift. Gegen die Seitenränder nimmt diese Streifung eine schräge Richtung an, bis sie an den Rändern nahezu senkrecht zu den Querrippen steht. Oefters schiebt sich eine schwächere Rippe zwischen zwei stärkere ein.

Das vordere Ohr ist rechtwinklig, das hintere kleiner und stumpfwinklig. Das vordere Ohr der linken Schale trägt gröbere Radialstreifen, ist aber außerdem noch parallel zu seinem Vorderrand fein gestreift.

Woods hält diese Art für eine Varietät von *Pecten* (*Chlamys*) *Robinaldinus d'Orbigny*; sie unterscheidet sich von letzterer allerdings nur durch die Rippen am vorderen linken Ohr sowie durch das Fehlen jeglicher Dornen auf den Querrippen.

Fundorte. D'Orbigny führt die Art aus dem französischen Cenoman, d'Archiac aus der Tourtia de Tournay, Woods aus der Unterkreide und dem Cenoman Englands, Geinitz aus dem unteren Pläner in Sachsen, Jahn (**29** *a*) aus der Klippenfazies der Korycaner Schichten, Petrascheck (**51**) aus der Zone des *Actinocomax plenus* in Böhmen an. Sehr häufig bei Neratovic.

Pecten (*Chlamys*) *acuminatus Geinitz.*

Textfigur 1 und 2.

1843. *Pecten acuminatus*, Geinitz, Charakteristik (**19**), III, S. 84, Taf. 21, Fig. 6.
1846. — — Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 29, Taf. 39, Fig. 20—21.
1847. — — d'Archiac, fossiles du Tourtia (**1**), S. 309, Taf. 16, Fig. 3.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 194, Taf. 43, Fig. 16; Taf. 44, Fig. 1.
nicht 1883. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 116, Fig. 89.
1909. — — Wanderer, Tierversteiner. (**65**), S. 30, Taf. 5, Fig. 8
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 44, Fig. 201.

Höhe: 46, 54, 63, 76 *mm*. Länge: 34, 39, 49, 58 *mm*.

Schalen flach gewölbt, Wirbel spitz. Vorderer Schloßrand schwach konkav, der hintere Schloßrand gerade. Vorder-, Unter- und Hinterrand ineinander übergehend und oval. Die Ohren scharf von der Schale getrennt. Das vordere Ohr der linken Schale (Fig. 2) rechtwinkelig, unterhalb der Mitte eingebogen, das hintere Ohr kleiner und stumpfwinkelig. Beide Ohren scheinen mit konzentrischen Anwachsstreifen und Radialstreifen verziert gewesen zu sein. Das vordere Ohr der rechten (Fig. 1) Schale im unteren Teile sehr stark und wellenförmig eingebogen und parallel hierzu wellenförmig gestreift; das hintere wie bei der linken Schale. Oberrand der Ohren etwas schief zur Schalenachse. Bei Geinitz (Elbtalgeb. und Charakteristik) sind die Ohren nicht ganz richtig abgebildet; ebenso nicht bei Reuß (Fig. 21).

Ueber die Oberfläche der Schale verlaufen zahlreiche grobe Querrippen, welche durch breitere Furchen getrennt werden. Die Furchen und Querstreifen werden von konzentrischen feinen und wellenförmigen Linien sowie von spärlichen gröberen Anwachsstreifen durchquert. Da die in der Literatur angeführten Abbildungen meist die Ohren nicht richtig angeben, füge ich nachfolgend eine Abbildung

der Gestalt und konzentrischen Streifung der Ohren der linken und rechten Schale bei.

Die Schale, welche Frič in seinen Iserschichten abbildet, gehört zufolge ihrer schuppigen Verzierungen wohl nicht hierher. In seinen Korycaner Schichten führt Frič als synonyme Art den *Pecten cretosus* bei Goldfuß (**23**, II., Taf. 94, Fig. 2, S. 58) an; auch dieser gehört nach seinen schuppigen Rippen eher zu *P. elongatus.*

Nach d'Archiac sollen bei der französischen Art die Querrippen gleich breit sein wie die Zwischenfurchen; das trifft allerdings bei unseren Exemplaren nicht zu, obwohl sie sonst völlig einander gleichen.

Fig. 1.



Die Ohren der rechten Schale von *Pecten acuminatus.*

Fig. 2.



Die Ohren der linken Schale von *Pecten acuminatus.*

Barrois (**2**, S. 252) führt *P. acuminatus* aus dem Aptien von Blangy an; auch hier sind die Rippen durch gleich breite Furchen getrennt. Sonst scheint die französische Art in Gestalt und Form der Ohren völlig der unsrigen und der Reuß'schen Art zu gleichen. Von *P. acuminatus* bei d'Archiac soll sie sich durch die Skulptur der Ohren und die geringere Anzahl der Rippen unterscheiden.

Vorkommen. Nach Geinitz im unteren Quadersandstein und im unteren Pläner von Sachsen; Geinitz führt als Fundort auch den cenomanen Grünsand von Le Mans in Frankreich an. Nach d'Archiac in der cenomanen Tourtia de Tournay, nach Barrois (**2**) im Aptien bei Blangy in Frankreich, nach Jukes Browne-Hill im Cenoman von Devon in England. Außerdem im baltischen Cenoman (Nötling, **42**), in Böhmen nach Frič an zahlreichen Fundorten, insbesondere der Klippenfazies der Korycaner Schichten, nach Petrascheck noch in der Zone des *Actinocamax plenus* in Böhmen,

nach Zahálka (**80**, S. 7 und 131) Leitfossil für die Klippenfazies seiner Zone II, die er zum Aptien rechnet. Bei Neratovic gehört *P. acuminatus* zu den am reichlichsten vertretenen Arten.

Subgenus: **Aequipecten**.

Pecten (Aequipecten) decemcostatus Münster.

1833. *Pecten decemcostatus*, Goldfuß, Petref. Germaniae (**23**), II., S. 53, Taf. 92, Fig. 2.
1846. — — Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 28, Taf. 39, Fig. 14.
? 1846. — *rarispinus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 31, Taf. 39, Fig. 15.
1872. — *decemcostatus*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), II., S. 35, Taf. II, Fig. 8—9.
1905. — — Petrascheck, Zone des *Actinocamax plenus* (**51**), S. 429, Taf. 10, Fig. 5—7.

Goldfuß führt einen Steinkern der linken Schale aus dem Quadersandstein von Schandau bei Dresden an, nach Geinitz im Mittelquader Sachsens, nach Jukes Browne-Hill (**31**) im Cenoman in Devon; Reuß fand diese Art im oberen und unteren Plänerkalk, in den Konglomeratschichten und im Hippuritenkalk von Kučlin, im Pläner-, Grün- und Exogyrensandstein in Böhmen. Petrascheck schließt aus der übrigen mit dem „turonen" *P. decemcostatus* vorkommenden Fauna, daß der Pläner von Zohsee bei Landskron dem Cenoman angehören kann. In der Sammlung des böhmischen Landesmuseums sah ich unter den Versteinerungen der Korycaner Schichten auch *P. decemcostatus* von Přemyšlan, außerdem wird er von Frič (**9**) auch von Kněživka angeführt. Von Neratovic liegt eine Schale vor.

Subgenus: **Neithea.**

Pecten (Neithea) quinquecostatus Sowerby.

Taf. IV (I), Fig. 12.

1846. *Pecten versicostatus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 31. (Teilweise.)
1847. *Janira quinquecostata*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 632, Taf. 444 Fig. 1—5.
1872. *Vola quinquecostata*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 201, Taf. 45, Fig. 8—9.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 36, Taf. 10, Fig. 17 18.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 137.
1883. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 116, Fig. 90.
1889. — — Frič, Teplitzer Sch. (**13**), S. 85.
1903. *Pecten (Neithea) quinquecostatus*, Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 202, Taf. 39, Fig. 14—17; Taf. 40, Fig. 1—5.

Höhe: ca. 15 *mm*. Länge: 11 *mm*.

Zwischen je zwei der sechs gröberen Rippen liegen je vier niedrigere Rippen, von welchen wiederum die zwei mittleren stärker sind als die seitlichen.

Vorkommen. Im Cenoman Frankreichs (d'Orbigny), in der Zone *à Pecten asper* und *A. laticlavius* daselbst (nach Barrois, **2**), in der Unter- und Oberkreide Englands (Woods), im unteren Quadersandstein, unteren Pläner und Plänerkalke von Sachsen, in Zahálka's

Zonen IV *b*, V, VII—X, in den Weißenberger, Malnitzer, Iser und Teplitzer Schichten Böhmens nach Frič. Teilweise gehört zu dieser Art auch *P. versicostatus* bei Reuß. Bei Neratovic eine rechte Schale.

Pecten (*Neithea*) *Woodsi n. sp.*

Taf. IV (I), Fig. 13.

1833. *Pecten striatocostatus*, Goldfuß, Petref. Germaniae (23), S. 55, Taf. 93, Fig. 2 *f*, *g* (? 2 *a* und *b*, nicht Fig. 2 *c*, *d*, *e*!).

Höhe: 40 *mm*. Länge: 44 *mm*.

Unsere sehr schön erhaltene linke, flache Schale weist sechs breite Falten mit etwas breiteren Zwischenfurchen auf. In letzteren liegen zwischen je zwei Falten drei schmälere Faltenrippen, welche wiederum von seichten konkaven Furchen getrennt werden (s. Taf. IV [I], Fig. 13). Während die Furchen auf der Außenseite im Durchschnitt konkav erscheinen, ist ihre Innenseite ganz flach. Die ganze Innenseite der Schale ist mit zahlreichen, mehr oder weniger feinen Radiallinien bedeckt. Die sechs Falten am Unterrande springen deutlich hervor, außerdem wird dieser von einem wulstigen, schwarzen Saume begleitet, wie dies auch Goldfuß (Fig. 29) darstellt. Etwa parallel zum Unterrande und den Seitenrändern verlaufen zickzackförmige Anwachslinien. Die Oberfläche der Außenseite der Schale ist dicht konzentrisch gestreift.

Das schön erhaltene hintere Ohr der Schale wird von zahlreichen ausstrahlenden Linien bedeckt, die gegen den hinteren Teil des Ohres gröber werden und von konzentrischen Anwachsstreifen dicht durchquert sind. Der ganze Oberrand des Ohres ist fein gekerbt, sein Hinterrand an der Basis stark eingebogen. Vom vorderen Ohre ist nur ein kleiner Teil erhalten. Der Wirbelwinkel ist spitz.

Unsere linke Schale stimmt völlig mit den Abbildungen 2 *f*, *g* des *Pecten striatocostatus* bei Goldfuß überein, da jedoch dieser Name von Favre (8), Holzapfel (28), Woods (71) für die Figuren 2 *c*, *d*, *e* bei Goldfuß beibehalten wurde und die in Fig. 2 *a*, *b*, *f*, *g* abgebildeten Schalen allgemein für eine andere Art gehalten werden, womit auch ich völlig übereinstimme, muß letztere neu benannt werden. Es sind also bei Goldfuß nach Favre und Holzapfel unter dem Namen *Pecten striatocostatus* zwei Arten zusammengefaßt, die nicht zueinander gehören. Als *Pecten striatocostatus* wird nach Holzapfel jene Art bezeichnet, welche schmale Rippen und breite Zwischenräume hat, sowie 4—6 Radialstreifen besitzt, zwischen die sich noch je ein feiner Zwischenstreifen einschiebt (bei Goldfuß Fig. 2 *c*, *d*, *e*); dagegen hat die andere Art (Fig. 2 *a*, *b*) längsgestreifte Rippen von gleicher Breite, wie die zwischen ihnen liegenden Furchen. Erstere tritt im Senon von Dänemark, Aachen, Lemberg und im Chalk rock Englands auf und zu ihr gehört also *Pecten striatocostatus* bei Goldfuß (**23**, Taf. 93, Fig. 2 *c*, *d*, *e*), bei Holzapfel (**28**, S. 239, Taf. 26, Fig. 19), bei Woods (**71**, I., S. 217, Taf. 41, Fig. 9—10), bei Ravn [1]) (S. 74).

[1]) J. P. J. Ravn, Molluskerne i Danmarks Kridtaflejringer I. K. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. Vol. XI, 1902.

Ueber die Fig. 2 *f, g* bei Goldfuß äußert sich Holzapfel überhaupt nicht, Woods vereinigt die Schalen (Fig. 2 *a, b, f, g*) zu einer Art. D'Orbigny (**44**, S. 650, Taf. 449, Fig. 5—9) zählt zu *Pecten striatocostatus* bloß die Goldfuß'schen Figuren 2 *a*, *b*, welche nach Favre und Holzapfel von dieser Art auszuscheiden sind. Die rechte Schale besitzt nach d'Orbigny sechs große Falten, zwischen welchen wenig ausgehöhlte Partien liegen. In diesen sieht man zwei undeutliche Streifen und zu ihren beiden Seiten zwei noch weniger deutliche Streifen. Es dürfte nach dem Vorhergesagten auch diese Art von *Pecten striatocostatus* abzutrennen sein. Jedenfalls ist es sehr fraglich und unwahrscheinlich, ob die rechten Schalen (Fig. 2 *a*, *b*) bei Goldfuß den linken Schalen (Fig. 2 *f*, *g*) entsprechen. Die Skulptur beider ist wesentlich verschieden.

Die neu zu benennende Pectenart, zu welcher also die Schalen (Fig. 2 *f*, *g*) bei Goldfuß und unsere wohlerhaltene linke Schale gehören, will ich nach H. Woods[1]) als *Pecten* (*Neithea*) *Woodsi n. sp.* bezeichnen.

Unsere Art ist verwandt mit *Pecten* (*Neithea*) *quinquecostatus.* Ich konnte mehrere linke Schalen letzterer Art aus der Oberkreide bei Lemberg, aus Westphalen, Belgien und Böhmen in den Sammlungen des geolog.-paläont. Institutes der böhmischen Universität in Prag mit der unsrigen vergleichen und fand, daß sich erstere von dieser durch die mehr flachen und nicht so starken und breiten Falten, die einfachere Skulptur, insbesondere auch durch den stumpfen, viel größeren Wirbelwinkel und die bedeutend kürzeren Schloßränder unterscheiden.

Vorkommen. Nach Goldfuß in der Kreide von Mastricht und in der chloritischen Kreide Westphalens. Bei Neratovic eine gut erhaltene linke Schale.

Subgenus: **Camptonectes.**

Pecten (*Camptonectes*) *concentrice-punctatus* (*Reuß*).

Taf. V (II), Fig. 1 *a*, *b* und Textfigur 3.

1846. *Pecten concentrice-punctatus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 28, Taf. 39, Fig. 8.
? 1846. — *arcuatus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 27, Taf. 39, Fig. 7.
1885. — (*Camptonectes*) *concentrice-punctatus*, Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 16, Taf. 2, Fig. 5.

1 linke Schale, Höhe: 9·5 *mm*. Länge: ca. 8 *mm*.

1 rechte Schale, Höhe: 12 *mm*. Länge: ca. 11 *mm*.

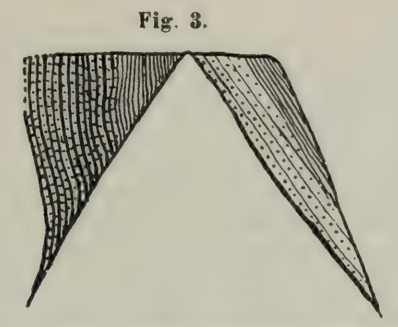
Die glänzenden Schalen sind sehr dünn. Die Wirbel spitzwinkelig. Die linke Schale weist eine äußerst feine und zierliche Skulptur auf, welche aus konzentrisch angeordneten, dichtgedrängten Punkten besteht (Fig. 1 *b*), über welche oder zwischen welchen vielfach feine

[1]) Nach H. Woods, Professor der Paläozoologie in Cambridge, dem wir die ausgezeichnete Monographie der englischen Kreidelamellibranchiaten verdanken.

konzentrische Linien verlaufen. Undeutliche, verschwommene und matte Radialstreifen sind unregelmäßig auf der Oberfläche zerstreut, bilden jedoch kein einheitliches Ornament. Das Vorderohr ist größer als das hintere, ersteres rechtwinkelig, letzteres stumpfwinkelig (siehe Textfigur 3). Das Vorderohr ist senkrecht zum Oberrand gebändert, die Furchen zwischen den einzelnen Bändern sind punktiert. Das stumpfe Hinterohr ist zunächst der Schale punktiert und gestreift, in der Nähe des Außenrandes nur fein gestreift.

Eine rechte Schale eines anderen Individuums ist gleichfalls konzentrisch punktiert, doch stehen die Punkte nicht so dicht aneinander. Sie scheint auch dieser Art anzugehören, obwohl sie etwas breiter ist. Die konzentrischen feinen Linien sind besonders in der Nähe der Ränder sehr zahlreich, während hier die Punktierung in den Hintergrund tritt. Beide Ohren sind gut erhalten. Das größere,

Fig. 3.



Die Ohren der linken Schale von *Pecten* (*Camptonectes*) *concentrice-punctatus Reuß*.

Vergrößert.

vordere Ohr ist an der Basis tief ausgeschnitten, seine Oberfläche ist breit und erhaben gebändert, das stumpfe, viel kleinere Hinterohr ist parallel zum schiefen Außenrande gestreift.

Die beschriebene Art wurde vielfach mit *Pecten divaricatus*, *P. curvatus* und *P. arcuatus* vereinigt. Bereits Nötling hat auf den Chaos, welcher betreffs der genannten Arten in der Literatur herrscht, hingewiesen. Unsere Exemplare stimmen im ganzen mit dem *Pecten concentrice-punctatus* bei Reuß und Nötling überein. Reuß zeichnet die Ohren der rechten Klappe jedoch gleich groß und rechtwinkelig, die hier abgebildete, mehr ovale Schale gehört wohl einem jungen Exemplare an. Auch bei Nötling (Fig. 5*a* und 5*b*) sind die Ohren fast gleich und rechtwinkelig gezeichnet, was nicht gut mit seiner Beschreibung übereinstimmt; ihr Ornament ist nicht gut erkennbar. Sehr ähnlich unseren Exemplaren ist insbesondere, was die Skulptur und die Ohren anbelangt, auch *P. arcuatus* bei Reuß. Infolge ihrer sehr deutlich auftretenden Radialskulptur gehören also meiner Ansicht nicht hierher *Pecten divaricatus* bei Reuß (**56**, S. 28, Taf. 39, Fig. 6), Nötling (**42**, S. 17; Taf. 2, Fig. 6); letzterer trennt ihn auch von *Pecten concentrice-punctatus* ab. Ferner *Pecten virgatus* bei

d'Orbigny (**44**, S. 602, Taf. 434, Fig. 7—10), *Pecten curvatus* bei Geinitz (**21**, I., S. 193; Taf. 43, Fig. 15 und **22**, II., S. 33, Taf. 10, Fig. 1) und bei Frič (**11**—**15**).

Vorkommen. Im unteren Plänerkalke von Laun und im Kalkmergel in Böhmen (Reuß), im baltischen Cenoman (Nötling).

Subgenus: **Syncyclonema**.

Pecten (Syncyclonema) orbicularis Sowerby.

Taf. V (II), Fig. 2*a*, *b*.

1846. *Pecten orbicularis*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 27, Taf. 41, Fig. 18—19,
1846. — *laminosus*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 27, Taf. 39, Fig. 5.
1847. — *orbicularis*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 597, Taf. 433, Fig. 14—16.
1872. — *laminosus*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I, S. 192, Taf. 43, Fig. 14.
? 1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 136, Fig. 126.
1885. — *orbicularis*, Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 19, Taf. III, Fig. 4—5.
1885. — *laminosus*, Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 19, Taf. III, Fig. 3.
1902. — (*Syncyclonema*) *orbicularis*, Woods, Cret. Lamellibr. (**71**), I., S. 145, Taf. 27 und Textfigur.
? 1911. — *laminosus*, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 43.

Höhe: 10 *mm*. Länge: 8 *mm*. Eine linke Schale.

Die Schale ist rund-oval, der Wirbelwinkel fast 90°. Oberfläche der Schale (Innenseite) fast glatt, sehr fein konzentrisch gestreift; die Ohren fast rechtwinkelig, das vordere größer als das hintere. Sehr schön erhalten ist die zierliche Farbenzeichnung auf der Innenseite der Schale. Unregelmäßig zickzackförmige, weiße Farbenstreifen, welche zu einer Seite von einem dunklen Bande begleitet werden, verlaufen über die ganze Oberfläche der Schale; außerdem beobachtet man eine konzentrische weiß-schwarze Bänderung und unregelmäßig verlaufende helle und dunkle Radialfarbenstreifen.

Eine zickzackförmige Bänderung wurde, soweit mir bekannt, bei *P. orbicularis* bisher nur von Nötling an einem Exemplar aus den baltischen Cenomangeschieben beobachtet. Doch unterscheidet sich die daselbst abgebildete Schale von unserer durch die mehr stumpfwinkeligen Ohren, auch fehlen die konzentrischen Farbenstreifen. Holzapfel (**28**, S. 230, Taf. 26, Fig. 14—15) führt aus dem Grünsande von Vaals eine sonst recht ähnliche Art als *Pecten fulminifer* an. Die Ohren dieser Art sind rechtwinkelig wie bei uns, doch sollen die Zickzacklinien auf der Oberfläche erhaben sein und keine Farbenzeichnung, sondern eine wahre Skulptur bilden, was bei uns allerdings nicht zuzutreffen scheint.

Woods hält *P. laminosus* für identisch mit *P. orbicularis*.

Vorkommen. Im Albien und Cenoman Frankreichs (d'Orbigny), in der Unterkreide und dem Cenoman Englands (Woods), in den baltischen Cenomangeschieben (Nötling), im unteren Quader und Pläner Sachsens (Geinitz), in den Korycaner, Weißenberger und Malnitzer Schichten nach Frič und Krejčí (**34**), in der Zone II nach Břet. Zahálka (**73**) usw.

Familie: **Limidae d'Orbigny.**

Genus: **Lima Bruguière.**

Subgenus: **Mantellum.**

Lima (Mantellum) sp. cf. elongata (Sowerby).

? 1846. *Lima elongata*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 33, Taf. 38, Fig. 6.
? 1847. — *Astieriana*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 549, Taf. 420, Fig. 4—7.
? 1872. — *elongata*, Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 40, Taf. 9, Fig. 9—10.
1877. — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch (11), S. 132, Fig. 116.
1904. — — Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 34, Taf. 6, Fig. 5—7.
1905. — (*Mantellum*) *elongata*, Petrascheck, Zone des *Actin. plenus* (51), S. 432.
? 1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 43.

2 Steinkerne gehören wahrscheinlich zu dieser Art. Sie stimmen im ganzen mit den Woods'schen Schalen aus dem Chalk marl Englands überein, doch sind ihre Rippen nicht so scharf wie bei jenen. In dieser Hinsicht stimmen sie mit *Lima Astieriana* bei d'Orbigny überein; die breiteren Furchen am Hinterrande, die Geinitz anführt, treten auch bei einem unserer Steinkerne auf. Doch ist die Zugehörigkeit der sächsischen turonen Art zu *L. elongata* nach Woods, d'Orbigny und Petrascheck zweifelhaft. Die von Reuß abgebildeten Schalen sind höher und von anderem Umrisse; ihre Zugehörigkeit zu *L. elongata* ist gleichfalls zweifelhaft.

Vorkommen. Im englischen Cenoman (Woods), im französischen Cenoman (d'Orbigny), im Mittelpläner, Plänerkalke und Plänermergel Sachsens (Geinitz) kommt die von d'Orbigny (**46**, S. 249) als *Lima Reußi* bezeichnete Art vor. Frič führt das Vorkommen von *Lima elongata* in den Korycaner Schichten als zweifelhaft an, doch wurde sie von Petrascheck in der Zone des *Actinocamax plenus* in Böhmen aufgefunden. Nach Zahálka (**80**) auch in den Zonen IV*b*, V*a*, VI und VIII.

Lima (Mantellum) Reichenbachi Geinitz.

1839. *Lima Reichenbachi*, Geinitz, Charakteristik (19), I., S. 24, Taf. 8, Fig. 4.
1846. — — Reuß, Versteiner. (56), II., S. 34.
1847. — — d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 544, Taf. 418, Fig. 1-4.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 203, Taf. 43, Fig. 1—2.
1904. — — Woods, Cretac. Lamellibr. (72), II., S. 39, Taf. 6, Fig. 14—15.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 43, Fig. 195.

Der Beschreibung bei Geinitz habe ich nichts zuzufügen.

D'Orbigny führt diese Art aus seiner étage turonien an, d'Archiac aus der Tourtia Belgiens, Woods aus dem Upper Greensand und Cenoman Englands, Geinitz hält sie für eine Leitmuschel der unteren cenomanen Schichten Sachsens. Nach Reuß in den Konglomeratschichten von Teplitz und Janegg, im Hippuriten-

kalke von Kučlin, nach B. Zahálka (**73**) und Frič an mehreren Lokalitäten der Korycaner Schichten, beziehungsweise der Zone II in Böhmen. Bei Neratovic zwei Schalen.

Subgenus: **Limea.**

Lima (*Limea?*) *pseudocardium Reuß*.

1846. *Lima pseudocardium*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 33, Taf. 38, Fig. 2—3.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 240, Taf. 42, Fig. 14—15.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 133, Fig. 119.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 41.

Höhe: 11, 8 *mm*. Länge: 9, 6 *mm*.

Die etwas schiefe und ovale, hochgewölbte Schale fällt nach vorn etwas steiler ab als nach hinten. Ohren klein, stumpfwinkelig. Oberfläche mit runden, erhabenen Querstreifen, welche von gleicher Breite oder etwas schmäler sind als die flachen Zwischenfurchen. Reuß führt auch eine feine konzentrische Streifung an.

Vorkommen. In cenomanen und turonen Schichten Sachsens (Geinitz), ebenso in Böhmen (Reuß); Frič führt sie aus den Weißenberger und Malnitzer, sowie aus den Korycaner Schichten an. Nach Zahálka (**79**, S. 108) in den Zonen II—V, VII—IX, X*d* in Böhmen. Nach Gümbel (**25**) soll sie sogar in oberturonen und senonen Schichten Bayerns auftreten. Bei Neratovic zwei Schalen.

Subgenus: **Ctenoides.**

Lima (*Ctenoides*) *rapa d'Orbigny*.

Taf. V (II), Fig. 3.

1847. *Lima rapa*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 546, Taf. 419, Fig. 1—4.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 206, Taf. 43, Fig. 4.
1904. — — Woods, Cret. Lamellibr. (**72**), II., S. 40, Taf. 6, Fig. 17; Taf. 7, Fig. 1, Textfigur 6.

Höhe: 93, 52, ca. 40 *mm*. Länge: 62, 38, 31 *mm*.

Die Dimensionen völlig übereinstimmend mit den englischen Exemplaren (Woods).

Die fast symmetrischen, flachgewölbten Schalen sind von ovalem Umrisse. Ohren stumpfwinkelig. Wirbel spitz. Bei unseren Steinkernen sind hauptsächlich nur eine konzentrische Streifung und gröbere Anwachsstreifen zu beobachten. An erhaltenen Schalen beschreibt d'Orbigny und Woods auch Radialstreifen. Bei einem unserer Steinkerne ist die Radialstreifung nur ganz schwach angedeutet.

Vorkommen. Im Cenoman Frankreichs (d'Orbigny), im Upper Greensand und Cenoman Englands (Woods), im unteren Pläner Sachsens (Geinitz). Krejčí (**34**) führt diese Art auch aus den Korycaner Schichten in Böhmen an. Bei Neratovic drei Schalen.

Subgenus: **Plagiostoma.**

Lima (Plagiostoma) sp., cf. dichotoma Reuß.

1846. *Lima dichotoma*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 35, Taf. 38, Fig. 10.

Höhe: 46, 50 *mm*. Länge: 36, 39 *mm*.

Die schief ovale, sehr flach gewölbte Schale ist mit konzentrischen Linien, Anwachsstreifen und mit breiten, flachen, oft welligen Radialstreifen bedeckt. Vor dem Schloßrand fast gerade, etwas konkav. Die vordere Area stark vertieft und von einer scharfen Kante begrenzt. Hinterer Schloßrand viel kürzer als der vordere, gerundet und in den ovalen Unterrand übergehend. Bei einer rechten Schale ist das hintere, stumpfwinkelige Ohr erhalten. Die Wirbel sind spitzwinkelig. Die Schalen erinnern am meisten an *L. dichotoma Reuß*, sonst wohl auch an *L. abrupta d'Orbigny* (**44**, S. 559, Taf. 423, Fig. 6—9). Von *L. Hoperi* unterscheiden sie sich durch ihre bedeutendere Höhe, den ovalen Umriß und die spitzwinkeligen Wirbel.

Vorkommen. Nach Reuß im oberen Plänerkalk Sachsens. Bei Neratovic mehrere unvollständige Schalen und Steinkerne.

Familie: **Pernidae Zittel**

Genus: **Gervillia Defr.**

Gervillia sp. cf. rostrata ? (Sowerby).

1846. *Avicula cenomanensis*, d'Orbigny, Paléont. franc (**44**), III., S. 476, Taf. 391, Fig. 11—13.
1895. — *cf. cenomanensis*, Tiessen, Subherc. Tourtia (**64**), S. 479.
1905. *Gervillia rostrata*, Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 83, Taf. 11, Fig. 12—23.

Schale von schief dreiseitigem Umrisse. Der konvexe Schalenrücken verflächt sich gegen die Seitenränder und den Unterrand. Hintere Flügel dreieckig, am Uebergange zum Hinterrande eingebuchtet und längs des Schloßrandes verdickt.

Unsere Steinkerne erinnern am meisten an *Gervillia rostrata* bei Woods und an die synonyme *Avicula cenomanensis* aus dem französischen Cenoman.

Vorkommen. Upper Greensand und Gault (?) in England nach Woods, Cenoman Frankreichs (d'Orbigny), untere Tourtia am Harze (Tiessen); bei Neratovic zwei Steinkerne.

Familie: **Astartidae Gray.**

Genus: **Astarte Sow.**

Astarte elongata d'Orbigny.

Taf. V (II), Fig. 4.

1844. *Astarte elongata*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 68, Taf. 263, Fig. 8—11[1]).

[1]) Die Figuren 8—11 sind auf der Tafel als *Astarte oblonga Desh.* im Texte als *A. elongata* angeführt.

1873. *Astarte cingulata*, Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 226, Taf. 50, Fig. 8.
1900. — *elongata*, Wollemann, Bivalven und Gastropoden (68), S. 102.
1906. — — Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 102, Taf. 14, Fig. 2—3.
? 1911. — *gibba*, Frič, Koryc. vrstvy (10) S. 32, Fig. 145.

Höhe: 18·5, 16, 11 *mm*. Länge: 26, 23, 19 *mm*.

Schale schief oval, von bedeutender Dicke. Vorder- und Hinterrand gerundet und in den fast geraden Unterrand übergehend. Die kleinen Wirbel liegen gewöhnlich im vorderen Drittel der Schalenlänge, stets jedoch vor ihrer Mitte. Von den Wirbeln zieht sich gegen den Hinterrand eine gewöhnlich deutliche kielförmige Erhebung, oberhalb welcher die Schale schmal vertieft ist. Das Bandfeld ist sehr schmal. Der Innenrand der Schale scheint gekerbt gewesen zu sein.

Die Skulptur besteht aus konzentrischen erhabenen Streifen, sowie aus sehr groben Anwachsstreifen; letztere bedingen das wulstige Aussehen der Schalen.

Ich finde keine wesentlichen Unterschiede zwischen der *A. elongata d'Orbigny* und der Geinitz'schen Art *A. cingulata*, auch Woods hält beide Arten für wahrscheinlich identisch. Auch scheint das Schalenbruchstück von *A. gibba*, welches Frič aus den Korycaner Schichten von Korycan anführt, hierher zu gehören.

Vorkommen. D'Orbigny führt die Art aus dem Unterneocom Frankreichs, Woods aus dem Lower Greensand Englands, Wollemann aus dem holländischen Neocom an. Die *Astarte cingulata* bei Geinitz stammt aus den tiefsten Schichten des unteren Pläners von Plauen und den Konglomeraten des unteren Quaders im Tunell von Oberau in Sachsen. Aehnlich auch d'Archiac's *Cyprina incerta* (1, S. 103, Taf. 14, Fig. 6).

Interessant ist also das häufige Erscheinen dieser Art, welche sonst hauptsächlich aus dem Neocom angeführt wird, im sächsischen Cenoman und bei Neratovic, eventuell auch bei Korycan. Bei Neratovic sehr häufig.

Familie: **Crassatellitidae Dall.**

Genus: **Crassatellitides Krüger.**

Crassatellitides vindinnensis (*d'Orbigny*).

Taf. V (II), Fig. 5.

1844. *Crassatella vindinnensis*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 79, Taf. 266, Fig. 1—3.
1906. *Crassatellitides* — Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 129, Taf. 19, Fig. 2—3.
1911. *Crassatella* — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 32, Fig. 141.

Höhe: 18·5 *mm*. Länge: 23 *mm*.

Die Oberfläche der ziemlich starken Schale ist mit breiten konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt, welche am Hinterteile der Schale sich lamellenartig erheben. Die Wirbel sind weit nach vorn gerückt, so daß der Vorderteil der Schale ziemlich kurz ist. Vor den Wirbeln liegt eine ziemlich tiefe Lunula, hinter den Wirbeln eine schmale vertiefte Area.

Der Unterrand ist mäßig konvex und geht gerundet in den Vorderrand über. Der Oberrand bildet mit dem Hinterrand einen stumpfen Winkel. Von den Wirbeln verläuft gegen die hintere untere Schalenecke ein Kiel, längs welchem die Schale gegen den Ober- und Hinterrand abfällt; dieser Schalenteil ist flach oder schwach konkav. Ueber die Mitte desselben geht noch eine schwach angedeutete Kante gegen den Hinterrand. Bei den englischen Exemplaren, welche Woods abbildet, tritt sie schärfer hervor.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Cenoman, nach Woods und Browne-Hill (**30**) im englischen Cenoman, nach Frič in den Korycaner Schichten Böhmens. Bei Neratovic ein ganzes Exemplar mit beiden Schalen und ein Steinkern.

Crassatellites arcaceus (*Roemer*).

1841. *Crassatella arcacea*, Römer, Norddeutsches Kreidegeb. (**58**), S. 74, Taf. 9, Fig. 24.
? 1846. — — Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 3, Taf. 33, Fig. 27.
nicht? 1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 115, Fig. 27.
1885. — — Böhm, Grünsand (**4**), S. 108.
1885. — — *var. subarcacea*, Böhm, Grünsand (**4**), S. 110.
? 1889. — *arcacea*, Holzapfel, Aachener Kreide (**28**), S. 191, Taf. 20.
? 1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 32, Fig. 142.

Höhe: 30 *mm*. Länge: 43—47 *mm*.

Die schwach gewölbte Schale ist vorn kurz und nach hinten verlängert. Von den Wirbeln verläuft gegen die hintere Ecke des Unterrandes ein deutlicher Kiel. Das oberhalb desselben liegende Feld der Schale ist flach oder etwas konkav; bei einem Steinkern ist die Schale auch unterhalb des Kieles etwas eingedrückt wie bei Roemer. Vorderer Schloßrand konkav, hinterer Schloßrand gerade und schräg, mit dem Hinterrand einen stumpfen Winkel bildend. Unterrand gerade bis schwach konvex. Eine Kerbung des Unterrandes, wie dies Roemer angibt, ist bei unseren ebenso wie bei den von Reuß beschriebenen Exemplaren nicht zu beobachten. Von der *Crassatella arcacea* bei Holzapfel unterscheiden sich unsere Schalen durch den schiefen Hinterrand, welcher bei ersterer fast senkrecht zum Unterrand verläuft. In dieser Hinsicht erinnern sie jedoch an Böhms *Crass. subarcacea*, die sich von *Cr. arcacea* sonst hauptsächlich nur durch ihre größere Länge unterscheidet. Die von Reuß und Frič (Korycaner Schichten) abgebildeten Schalen sind bedeutend höher als die unsrigen. Die von Frič in den Weißenberger Schichten angeführte *Cr. arcacea* ist nach hinten und unten noch mehr ausgezogen als bei Reuß und gehört vielleicht einer anderen Art an.

Die Oberfläche ist mit ziemlich starken konzentrischen Streifen bedeckt.

Vorkommen. Nach Roemer im oberen Kreidemergel von Quedlinburg und Dülmen, nach Böhm im Grünsande von Aachen, nach Holzapfel im Aachener Sande, nach Reuß im unteren glau-

konitischen Quader, nach Frič in den Korycaner Schichten bei Kněživka, nach Zahálka (79, S. 107) in seinen Zonen II, V, IX, X *b*, *c* in Böhmen. Nach Scupin (60) soll diese Art zum erstenmal in den Chlomeker Schichten auftreten, was sich nach unserem Funde und der oben zitierten Verbreitung nicht bestätigen läßt. Bei Neratovic mehrere Schalen und Steinkerne.

Familie: **Cyprinidae Lam.**

Genus: **Cyprina Lam.**

Subgenus: **Venilicardia.**

Cyprina (Venilicardia?) sp. cf. quadrata d'Orbigny.

? 1840. *Isocardia cretacea*, Geinitz, Charakteristik (19), II., S. 53, Taf. 11, Fig. 6—7.
1844. *Cyprina quadrata*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 104, Taf. 276
1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 62, Taf. 17, Fig. 14—16.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (11), S. 116, Fig. 76.
? 1883. — — Frič, Iserschichten (12), S. 101, Fig. 65.
1895. — — Tiessen, Subherc. Tourtia (64), S. 486.
1897. *Arctica* — Woods, Mollusca (70), S. 390, Taf. 27, Fig 25; Taf. 28, Fig. 1.
1907. *Cyprina (Venilicardia?) quadrata*, Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 146, Taf. 23, Fig. 6—9.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 33, Fig. 147.

Höhe: 28, 39 *mm*. Länge: 30, 40 *mm*.

Bei Neratovic sind nur Steinkerne vorhanden; bloß in einem Falle ist im Bereiche der Lunula die gestreifte Schale erhalten.

Vorkommen. Im französischen Cenoman (d'Orbigny), nach Barrois (2) daselbst in den Zonen à *Pecten asper*, *Ammonites laticlavius* und *Actinocamax plenus*, im englischen Gault bis Chalk rock (Woods), im unteren Pläner, Plänerkalke und oberen Quadersandstein des Elbtalgebirges in Sachsen (Geinitz), nach Frič in den Iserschichten, Weißenberger und Korycaner Schichten, nach Zahálka (80) in den Zonen IV *b*, V *a*, VII u. a. Bei Neratovic häufig.

Genus: **Trapezium Megerle.**

Trapezium trapezoidale (Roemer).

Taf. V (II), Fig. 6 *a*, *b*.

1841. *Crassatella trapezoidalis*, Römer, Norddeutsches Kreidegeb. (58), S. 74. Taf. 9, Fig. 22.
? 1846. — *protracta*, Reuß, Versteiner. (50), II., S. 3, Taf. 37, Fig. 15.
1847. — *trapezoidalis*, d'Archiac, fossiles du Tourtia (1), S. 302.
1873. *Cyprina* — Geinitz, Elbetalgeb. (21), I., S. 229, Taf. 50, Fig. 6.
1897. *Trapezium trapezoidale*, Woods, Mollusca (70), S. 391, Taf. 28, Fig. 9—10,
1897. *Crassatella tricarinata*, Frič, Chlomeker Sch. (15), S. 52, Fig. 54. (Teilweise.)
1907. *Trapezium trapezoidale*, Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 149, Taf. 23, Fig. 17—19.

Höhe: 8, 10, 12, 13, 15 *mm*. Länge: 14, 15, 20, 21, 24 *mm*. Breite: 7, 9 *mm*.

Schale trapezförmig; ihr schwach konvexer Unterrand geht allmählich in den gerundeten Vorderrand über, während er mit dem Hinterrande einen spitzen Winkel bildet. Der Hinterrand ist gerade und grenzt stumpfwinkelig an den geraden hinteren Schloßrand; beide sind fast gleich lang. Der vordere Schloßrand und Vorderteil der Schale ist sehr kurz infolge der weit nach vorn gerückten, umgebogenen Wirbel. Von den Wirbeln streicht ein scharfer Kiel gegen die hintere, untere Ecke der Schale, welcher den größeren, konvexen Teil des Schalenrückens von einem kleineren, dreieckigen und konkaven Felde abgrenzt. Letzteres wird auch gegenüber der Area von einer scharfen Kante begrenzt. Die schmale Area fällt beiderseits schief zum hinteren Schloßrande ab.

Die Oberfläche der Schale samt dem Bandfelde ist fein konzentrisch gestreift. Die von Geinitz beschriebenen Exemplare mögen wohl Steinkerne sein, da er ihre Oberfläche glatt nennt. *Crassatella protracta* bei Reuß ist etwas mehr in die Länge gezogen als der von Roemer aufgestellte Typus der *Cr. trapezoidalis* und läßt sich von dieser nicht abtrennen. Die englischen Schalen (Woods) weisen in der Regel eine bedeutendere Breite als die unsrigen auf; sie gleicht fast der Höhe, ja kann dieselbe sogar noch überschreiten. Frič führt aus den Chlomeker Schichten *Cr. tricarinata* an; sie gehört zum Teil, wie ich aus den Originalen im böhmischen Landesmuseum ersah, zu unserer Art, da sie weder drei scharfe Kiele besitzt, noch die mehr ovale Form der *Cr. tricarinata* aufweist.

Vorkommen. Nach Roemer im Pläner von Strehlen; doch soll dieser Fundort nach Geinitz auf einem Irrtum beruhen. Geinitz führt diese Art aus dem unteren Pläner von Plauen in Sachsen an, d'Archiac aus der Tourtia von Tournay, Woods aus dem Chalk rock Englands, Reuß aus dem Plänerkalke von Laun in Böhmen, Frič aus den Chlomeker Schichten (= *Cr. tricarinata* zum Teil) an. *Trapezium trapezoidale* gehört zu den häufigsten Versteinerungen von Neratovic.

Familie: **Unicardiidae Fischer.**

Genus: **Unicardium d'Orbigny.**

Unicardium (?) Mailleanum (d'Orbigny).

Taf. V (II), Fig. 7.

1844. *Cardium Mailleanum*, d'Orbigny, Paléont. franc. (44), III., S. 40, Taf. 256, Fig. 7—12.

1912. *Unicardium (?)* — Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 428, Taf. 62, Fig. 7—9.

Höhe: 23, 25 *mm*. Länge: 29, 26 *mm*. Breite: 18 *mm*.

Die ziemlich hochgewölbte Schale ist vorn niedriger als hinten, mit gerundetem Vorderrand, konvexem, gekerbtem Unterrande; der rundliche bis fast gerade Hinterrand geht unter stumpfem Winkel in den hinteren Schloßrand über. Die Schale ist durch konzentrische Anwachsstreifen und flache, nicht hohe Radialstreifen verziert, welche durch schmälere, seichte Furchen getrennt werden. Die Wirbel sind nach vorwärts gebogen.

Stoliczka (**61**, III., S. 213) rechnet diese Art zur Gattung *Laevicardium*; Woods fand an Steinkernen zwei Schloßzähne und zählt die Art zu *Unicardium* (?).

Vorkommen. Nach d'Orbigny im Cenoman Frankreichs, nach Woods in der Zone *of Schloenbachia varians* in England. Bei Neratovic zwei vollständige Exemplare.

Familie: **Tellinidae Desh.**

Genus: **Tellina Linn.**

Tellina semicostata Roemer.

1840. *Psammobia semicostata*, Geinitz, Charakteristik (**19**), II, S. 49, Taf. 16, Fig. 6.
1841. — — Roemer, Norddeutsches Kreidegeb. (**58**), S. 74, Taf. 9, Fig. 21.
1846. *Tellina semicostata*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 19, Taf. 36, Fig. 11—12.
1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 231, Taf. 51, Fig. 7—8.
? 1885. — — Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 33, Taf. 6, Fig. 2.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 39 Fig. 174.
nicht 1911. — — Frič Koryc vrstvy (**10**), S. 35, Fig. 157.

Höhe: 21 *mm*. Länge: ca. 31 *mm*.

Bei Neratovic fand ich bloß eine linke Schale.

Bei Frič (Korycaner Schichten) ist *Tellina semicostata* zweimal angeführt und abgebildet. Die auf S. 35, Fig. 157 angeführte *Tellina semicostata* gehört nicht zu dieser Art, zumal nach seiner Abbildung die ganze Oberfläche radial gestreift ist, was doch bei *T. semicostata* nicht der Fall ist. Wenn Frič hier als synonyme Art die *Tellina tenuissima* bei Reuß (**56**, II., S. 19, Taf. 36, Fig. 18, 24) anführt, so beruht dies offenbar auf einem Versehen, da ja diese Art in jeder Beziehung ganz anders aussieht.

Vorkommen. In den baltischen Cenomangeschieben (Nötling), im unteren Pläner in Sachsen (Geinitz), im unteren Quader und unteren Pläner in Böhmen (Reuß), nach Frič in den Korycaner Schichten, nach Zahálka (**79**) in den Zonen II, III, IV, V*a*, IX, X*b* in Böhmen.

Familie: **Veneridae Leach.**

Genus: **Baroda Stoliczka.**

Subgenus: **Icanotia.**

Baroda (Icanotia ?) impar (Zittel).

? 1844. *Capsa elegans*, d'Orbigny, Paléont franc. (**44**), III., S. 423, Taf. 381, Fig. 1—2.
1865. *Psammobia impar*, Zittel, Gosaugeb. (**82**), S. 120, Taf. II, Fig. 4.
1870/1. *Baroda* (*Icanotia*) — Stoliczka, Pelecypoda (**61**), S. 163.
1873. *Psammobia Zitteliana*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 232, Taf. 51, Fig. 9.

Von Neratovic liegen nur zwei Fragmente linker Schalen vor. Auf ihrer Oberfläche sieht man zunächst eine dichte Radialstreifung,

am Hinterteil stehen die Radialstreifen mehr auseinander und werden auch viel gröber. Der Vorderteil ist nach Zittel durch hinzutretende konzentrische Streifen fein gegittert. Die Schalen sind nach hinten sehr stark verlängert.

Die *Capsa elegans* aus dem französischen Cenoman ist viel kleiner. Unsere Exemplare stimmen völlig mit der Zittel'schen Art überein, insbesandere auch, was den geraden Unterrand anbelangt, welcher bei *Psammobia Zitteliana Geinitz* etwas konvex erscheint. Doch scheinen mir keine wesentlichen Unterschiede zwischen diesen beiden Arten vorzuliegen, weshalb ich den älteren Namen beibehalte.

Nach Stoliczka gehört *Psammobia impar* zu *Baroda*, Subgenus *Icanotia*, wohin er sie provisorisch stellt.

Vorkommen. Im französischen Cenoman (d'Orbigny), selten in der Gosaukreide (Zittel), im unteren Pläner Sachsens (Geinitz).

Genus: Cyprimeria Conrad.

Subgenus: Cyclorisma.

Cyprimeria (Cyclorisma) faba (Sowerby).

? 1845. *Venus faba*, d'Orbigny, Paléont franc. (**44**), III., S. 444, Taf. 385, Fig. 6—8

nicht 1846. — — Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 21, Taf. 41, Fig. 12.

1873. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 65, Taf. 18, Fig. 9—10.

1885. — — Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 32, Taf. 6, Fig. 1.

nicht 1889. — — Holzapfel, Aachener Kreide (**28**), S. 165, Taf. 13, Fig. 7—10.

? 1897. — (*Tapes*) *faba*, Frič, Chlomeker Sch. (**15**), S. 63, Fig. 80.

1908. *Cyprimeria* (*Cyclorisma*) *faba*, Woods, Cret. Lamellibr. (**72**), S. 187, Taf. 29, Fig. 7—13.

1911. *Venus faba*, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 39, Fig 176.

Höhe: 13 *mm*. Länge: 17 *mm*.

Betreffs dieser Art herrschte in der Literatur eine arge Verwirrung, es wurden viele andere Arten mit ihr vereinigt. Zunächst versuchte Holzapfel (**28**, S. 165—167) nicht hierhergehörende Arten auszuscheiden; nach Woods, Müller u. a. gehört aber auch Holzapfel's *V. faba* zufolge ihres mehr gekrümmten Ventralrandes, ihres abweichenden Hinterteiles und Schlosses nicht hierher. Uns liegt von Neratovic nur eine rechte Schale vor, welche völlig mit den englischen (Woods) sowie anderen oben angeführten Schalen übereinstimmt.

Vorkommen. Im französischen Cenoman und Turon (d'Orbigny), im englischen Upper Greensand und Gault (Woods), in den baltischen Cenomangeschieben (Nötling), im Plänerkalk von Strehlen in Sachsen (Geinitz), in den Chlomeker (?) und Korycaner Schichten (Frič), in den Zonen II, III, IV, IX, X *b*, *c*, *d* nach Zahálka in Böhmen. Bei Neratovic bloß eine rechte Schale.

Cyprimeria sp.

Höhe: 14, 18 *mm*. Länge: 14·5, 19 *mm*. Breite: 8·5, 11 *mm*.

Die Schalen fast kreisrund mit fein konzentrisch gestreifter Oberfläche, welche ohne Lupe fast glatt erscheint. Die Manteleinbuchtung an Steinkernen ist ziemlich tief. Das Schloß ist mir leider unbekannt. Vielfach erinnern die Schalen an *Tapes nuciformis Müll.* (siehe Holzapfel **28**, S. 167, Taf. 13, Fig. 1—5), jedoch sind sie etwas weniger gewölbt. Von *Venus Goldfussi* bei Geinitz (**22**, II., S. 67, Taf. 18, Fig. 16—17) unterscheiden sie sich durch die Streifung, während die letztgenannte Art als glatt bezeichnet wird. Frič fand in den Chlomeker Schichten (**15**, S. 61, Fig. 79) Steinkerne, deren Zugehörigkeit zu *V. Goldfussi* oder *Tapes nuciformis* er nicht zu entscheiden vermag. Sie sind bedeutend größer als unsere Exemplare, wie ich an den Originalen im böhmischen Landesmuseum feststellen konnte, gleichen diesen in ihrer Gestalt jedoch vollständig. Bei Neratovic recht häufig.

Familie: **Cardiidae Lam.**

Genus: **Protocardia Beyr.**

Protocardia Hillana (Sowerby).

1844. *Cardium Hillanum*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 27, Taf. 243.
1846. *Protocardia Hillana*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 22, Taf. 45, Fig. 2.
1864. *Cardium (Protocardia) Hillanum*, Zittel, Gosaugeb. (**82**), I., S. 42, Taf. 7, Fig. 1—2.
1873. *Protocardium Hillanum*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 230, Taf. 1, Fig. 11—12.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 112, Fig. 64.
1897. — — Frič, Chlomeker Sch. (**15**), S. 52.
1885. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 98.
1908. *Protocardia Hillana*, Woods, Cretac. Lamellibr. (**72**), II., S. 197, Taf. 31, Fig. 6; Taf. 32, Fig. 1—6.
1911. *Protocardium Hillanum*, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 32, Fig. 140.

Diese allgemein verbreitete Art kommt unter anderen im französischen Cenoman, im englischen Upper Greensand und Cenoman, in der Gosaukreide, im sächsischen Cenoman, in Böhmen in den Korycaner, Weißenberger und Malnitzer, Iser und Chlomeker Schichten, nach Zahálka in den Zonen I*a*, II, III, IV, V, IX, X*b*, *c* vor. Bei Neratovic bloß ein Steinkern.

Genus: **Cardium Linn.**

Cardium cenomanense d'Orbigny.

Taf. V (II), Fig. 8.

1844. *Cardium cenomanense*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), S. 37, Taf. 249, Fig. 5—9.
1873. — — Geinitz, Elbetalgeb. (**21**), I., S. 229, Taf. 50, Fig. 9.

1908. *Cardium sp.*, Woods, Cretac. Lamellibr. (72), II., S. 205, Taf. 32, Fig. 16.
? 1911. — *alutaceum*, Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 31, Fig. 138.

Höhe: 10, 12 *mm*. Länge: 10, 11·5 *mm*.

Die stark gewölbte Schale ist fast kreisrund. Der Hinterteil der Schale ist etwas kürzer und steiler als der Vorderteil, der Hinterrand fast gerade. Flache Radialstreifen verlaufen über die Schalen und werden von viel schmäleren Furchen getrennt, in denen kleine Höcker sich erheben. Die Wirbel umgebogen und fast in der Mitte liegend. *C. alutaceum* bei Frič (Korycaner Schichten) dürfte hierher gehören. Frič führt als Synonymon dieser Art auch *C. cenomanense* an; auch Geinitz hält die böhmische *C. alutaceum* für wahrscheinlich *C. cenomanense*.

Vorkommen. Nach d'Orbigny im französischen Cenoman, nach Woods im Chalk rock Englands, nach Geinitz im unteren Pläner und cenomanen Konglomeratschichten Sachsens, nach Nötling (**42**, S. 31) in den baltischen Cenomangeschieben, nach Frič in den Korycaner Schichten Böhmens. Bei Neratovic drei Steinkerne mit spärlichen Skulpturresten.

Cardium deforme Geinitz.

Taf. V (II), Fig. 9.

1872. *Cardium deforme*, Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 64, Taf. 18, Fig. 8.
1889. — — Frič, Teplitzer Sch. (13), S. 72, Fig. 56.

Höhe: 14 *mm*. Länge: 10 *mm*. Breite: 13·5 *mm*.

Die Schalen sind stark zusammengepreßt; von der Mitte des stark hervorspringenden, schwach nach vorn gedrehten Wirbels verläuft zum Unterrande ein scharfer Kiel. Von diesem fällt die Schale nach hinten sehr steil, nach vorn weniger steil und gewölbt ab. Ober- und Unterrand streichen schief von rechts vorn nach links hinten. Der Oberrand springt vorn hervor und geht hinten schräg in den schwach konvexen Hinterrand über. Unter- und Vorderrand sind stärker konvex.

Ueber die Oberfläche ziehen höckerige Querstreifen, welche von konzentrischen Streifen gekreuzt werden. Die Skulptur ist jedoch undeutlich erhalten.

Vorkommen. Nach Geinitz im Plänerkalke von Strehlen in Sachsen und im senonen Kreidemergel bei Essen in Westfalen. In den Sammlungen des böhmischen Landesmuseums sah ich ein sehr großes Exemplar dieser Art aus den Teplitzer Schichten ausgestellt. Es tritt also zu den spärlichen Fundorten dieser Art aus dem Turon und Senon als neuer Fundort Neratovic hinzu. Ich fand bloß einen Steinkern.

Corbula sp.

Ein Steinkern einer *Corbula*-Art erinnert am meisten an *Corbula elegans Sowerby*. Auch in den Sammlungen des böhmischen Landes-

museums ist *Corbula elegans* aus den Korycaner Schichten Böhmens ausgestellt. Frič führt sie in seinen Korycaner Schichten jedoch nicht an.

Familie: **Ostreidae Lam.**

Genus: **Ostrea Linn.**

Ostrea diluviana Linné.

Nach Woods sind folgende böhmische Arten synonym:

1846. *Ostrea carinata*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 38.
1846. *Ostrea diluviana*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 38, Taf. 30, Fig. 16—17; Taf. 41, Fig. 1; Taf. 45, Fig. 1.
1883. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 120, Fig. 95.
? 1889. — *frons*, Frič, Teplitzer Sch. (**13**), S. 87, Fig. 86.
? 1897. — — Frič, Chlomeker Sch. (**15**), S. 68.
1911. — *carinata*, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 48, Fig. 218.
1911. — *diluviana*, Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 48, Fig. 216.

Diese Art weist eine ungeheure horizontale und vertikale Verbreitung auf; sie wird andernorts aus der Unter- und Oberkreide angeführt. In Böhmen nach Frič in den Korycaner, Iser, wahrscheinlich auch in den Teplitzer und Chlomeker Schichten, nach Zahálka (**79**) in den Zonen II, IX und X*a* Böhmens.

Von Neratovic liegen zahlreiche Schalen und Steinkerne vor.

Ostrea vesicularis Lamarck.

Taf. VI (III), Fig. 1.

1846. *Ostrea operculata*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 41, Taf. 28, Fig. 9, Taf. 30, Fig. 12.
1846. *Ostrea vesicularis*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 37, Taf. 29, Fig. 21 u. 22; Taf. 30, Fig. 1—8.
1846. — *hippopodium*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 39, Taf. 28, Fig. 10—15 und 17 u. 18; Taf. 29, Fig. 1-18; Taf. 30, Fig. 13 u. 14 (?).
1847. — — d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 731, Taf. 481, Fig. 1—6; Taf. 482.
1847. — *vesicularis*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**44**), III., S. 742, Taf. 487.
1872. — *hippopodium*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 177, Taf. 39, Fig. 12—27; Taf. 40, Fig. 1—3.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 30, Taf 8, Fig. 5—7.
1877. — — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 140, Fig. 137.
1883. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 122, Fig. 98.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 48, Fig. 217.
1912. — *vesicularis*, Woods, Cret. Lamellibr. (**72**), II, S. 360, Taf. 55, Fig. 4—9, Textfig. 143—182.

Die mehr oder weniger konkaven Oberschalen sind von sehr verschiedener Form; meist sind sie rundlich oder auch oval in die Höhe oder Länge gezogen. Auch findet man flügelartige Ausbreitungen der Schale nach hinten oder vorn. Längs des Mantelsaumes pflegt die Innenseite der Schale insbesondere auf der oberen Hälfte wulstig erhoben zu sein.

In beiden Seiten des Schlosses ist der Rand auf der Innenseite der Schalen bis zu einer gewissen Entfernung gekerbt, während der übrige innere Schalenrand glatt, oft auch schwach gefaltet erscheint.

Die Bandgrube ist seicht und verläuft auf der rechten Schale schief von unten vorn nach oben hinten. Sie bedingt eine schmale Ausbuchtung des Schloßrandes.

Der große Muskeleindruck liegt in der Mitte der Schalenhöhe oder etwas über derselben; öfters ist er auch einigermaßen gegen die Hinterseite der Schale gerückt. Seine Gestalt ist etwa halbkreisförmig mit bogenförmigen konzentrischen Streifen.

Die Außenseite ist mit konzentrischen Anwachsstreifen versehen, sonst glatt; auf der Oberfläche der Schalen haben sich oft Bryozoen und Serpulen angesiedelt.

Identisch mit dieser Art ist die von Reuß beschriebene *Ostrea operculata*. Hierher gehört ferner auch die von Reuß, d'Orbigny, Geinitz, Frič u. a. als *O. hippopodium* angeführte Art, welche nach Peron (**47**), Müller (**39**) und Woods bloß eine Form von *O. vesicularis* darstellt, bei welcher die ganze oder fast die ganze Oberfläche der linken Schale angeheftet ist, weshalb die Schale fast flach ist, während die wenig angeheftete gewölbte Gryphaeenform in der Literatur als *Gryphaea* (*Ostrea*) *vesicularis* bezeichnet wird.

Vorkommen. Ueberaus häufig und aushaltend in vertikaler sowie in horizontaler Verbreitung. Bekannt aus der Unter- und Oberkreide. In Böhmen aus dem unteren und oberen Plänerkalke, Plänersandsteine, Exogyrensandsteine (Reuß), aus den Korycaner, Weißenberger, Malnitzer und Iser Schichten (Frič) u a. *O. vesicularis* gehört zu den häufigsten Versteinerungen bei Neratovic und bildet mit den übrigen Ostreen und Exogyren ganze Bänke.

Genus: **Exogyra Say.**

Exogyra conica (*Sowerby*).

? 1846. *Exogyra plicatula,* Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 44, Taf. 31, Fig. 5 - 7

1872. *Ostrea* (*Exogyra*) *conica,* Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 183, Taf. 40, Fig. 8—13.

1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 30, Taf. 8, Fig. 14.

? 1877. *Exogyra* — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 139, Fig. 134.

? 1883. — — Frič, Iserschichten (**12**), S. 117, Fig 92.

? 1885. — — Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 14, Taf. II, Fig. 1—2.

1912. — — Woods, Cret. Lamellibr. (**72**), II., S. 407, Textfiguren 215—242. (Hier auch Synonyma!)

Höhe: 12[1]), 13, 15 *mm*. Länge: 9[1]), 10, 11 *mm*.

Die linken Schalen dieser der *Exogyra columba* ziemlich ähnlichen Art unterscheiden sich von derselben außer durch den dickeren Wirbel insbesondere durch den schärferen Kiel, der von den Wirbeln zur hinteren, unteren Ecke der Schale verläuft. Von diesem Kiele fällt der flache bis schwach konkave Hinterteil der Schale steil

[1]) Quergestreifte Schale der *E. conica, var. undata Sow.*

unter rechtem Winkel ab, während der Vorderteil stark gewölbt erscheint. Der Vorderrand ist gerundet und geht unter stumpfem Winkel in den Unterrand über; der Hinterrand ist gerade.

Die Wirbel sind stark einwärts und mäßig nach rückwärts gedreht. Die Oberfläche der dicken Schalen ist bis auf spärliche Anwachsstreifen meist glatt. Doch beobachtet man bei manchen Exemplaren stumpfe Querstreifen, welche nach d'Orbigny und Geinitz nur bei Jugendformen vorkommen sollen. Nötling fand jedoch glatte und gestreifte Jugendformen dieser Art beisammen, ebenso ich bei Neratovic. Die quergerippten Schalen pflegen also mit Recht als *Exogyra conica var. undata* angesprochen zu werden.

Vorkommen. In der Unterkreide und im Cenoman Englands (Woods), im Cenoman Frankreichs (d'Orbigny), im unteren Quader, unteren Pläner, Mittelpläner und Plänerkalke Sachsens (Geinitz), in Böhmen in den Dřinover Knollen und im Vehlovicer Pläner nach Frič, in den Zonen IV*b*, V*a*, VII—X*a* Zahálka's usw. Bei Neratovic mehrere Exemplare.

Exogyra columba Lamarck.

? 1846. *Exogyra columba*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 43, Taf. 31, Fig. 1—4.
1872. *Ostrea* (*Exogyra*) — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 181, Taf. 40, Fig. 4—7.
1877. *Exogyra* — Frič, Weißenberger und Malnitzer Sch. (**11**), S. 139, Fig. 135.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 47, Fig. 212.
1912. — — Woods, Cret. Lamellibr. (**72**), II., S. 413, Textfig. 243—248.

Bei Neratovic fand ich mehrere junge Exemplare dieser Art. Es ist oft recht schwierig, dieselben von jungen Schalen der *E. conica* zu unterscheiden. Doch pflegt bei letzterer der über den Schalenrücken verlaufende Kiel schärfer ausgeprägt zu sein, der Hinterteil der Rückenfläche ist flacher und die Wirbel sind mehr angewachsen.

Vorkommen. Diese sehr verbreitete Art findet sich im französischen Albien (Barrois, **2**) und Cenoman (d'Orbigny, **44**, S. 723), im Upper Greensand und Cenoman Englands (Woods), im Unter-, Mittel- und Ober-Quader Sachsens (Geinitz), in den Korycaner, Weißenberger und Malnitzer Schichten Böhmens (Frič), daselbst in den Zonen II—IX nach Zahálka (**79**).

Exogyra haliotoidea Sowerby.

Taf. VI (III), Fig. 2 *a—d*.

1833. *Exogyra haliotoidea*, Goldfuß, Petref. Germaniae (**23**), S. 38, Taf. 88, Fig. 1 *a—e*.
? 1833. — *auricularis*, Goldfuß, Petref. Germaniae (**23**), S. 39, Taf. 88, Fig. 2.
? 1833. — *planospirites*, Goldfuß, Petref. Germaniae (**23**), S. 39, Taf. 88, Fig. 3.
1846. *Exogyra haliotoidea*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 44, Taf. 27, Fig. 5, 9, 10; Taf. 31, Fig. 8—10.
1847. *Ostrea* — d'Orbigny, Paléont franc. (**44**), S. 724, Taf. 478, Fig. 1—4.
1871. *Exogyra* — Stoliczka, Pelecypoda (**61**), III., S. 458, Taf. 36, Fig. 7; Taf. 37, Fig. 1—3.

1872. *Exogyra haliotoidea*, Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 184, Taf. 41, Fig. 1—13.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 47, Fig. 211.
1912. — *conica*, Woods, Cret. Lamellibr. (72), II., S. 407, Textfiguren 215—242 (teilweise).

Höhe: 5, 22, 27, 33, 36 *mm*. Länge: 3·5, 13, 18, 24, 25 *mm*.

Uns liegen von Neratovic insgesamt rechte (Ober-) Schalen in verschiedener Größe und Variation vor.

Die Außenseite der Schalen ist durch Anwachslinien konzentrisch gestreift; öfters kommen jedoch auch gekrümmte Querstreifen vor, wie bei Geinitz (Fig. 1, 2, 7). Die Innenseite ist glatt, schwach konkav mit einem deutlichen, großen Muskeleindrucke, welcher exzentrisch liegt und dem Hinterrande näher gerückt ist. Der scharfe Hinterrand der Innenseite ist von einem senkrecht zum Rande kerbig gestreiften Bande begleitet, welches in der Ligamentgrube seine Fortsetzung findet. Auch die Innenseite des Vorderrandes pflegt deutlich gekerbt zu sein. Was die Gestalt des sich erhebenden Vorderrandes anbelangt, kann man zweierlei Schalenformen unterscheiden. Bei der einen ist der Vorderrand einfach konvex (Fig. 2*a*) mit lamellenförmigen Erhebungen der Anwachsstreifen, bei der anderen ist er jedoch sehr scharf und deutlich gefaltet. (Fig. 2*b*, *d*). Zwischen beiden Formen finden sich Uebergänge, indem die Falten allmählich flacher werden, so daß sie voneinander nicht getrennt werden können. D'Orbigny erwähnt die Fältelung des Vorderrandes bloß bei Jugendformen, ich fand sie jedoch in allen Stadien, bei den älteren Schalen sogar noch viel deutlicher als bei den jüngeren.

Die Wirbel sind spiral gedreht; ihre Windungen sind enger oder weiter, bisweilen auch sehr weit; in letzterem Falle ähnlich wie *Ex. auricularis* und *Ex. planospirites* bei Goldfuß. Die extremen Formen sind durch Uebergänge miteinander verbunden, so daß wohl auch die genannten Goldfuß'schen Arten zu *Exogyra haliotoidea* gehören.

Die innere Ligamentgrube liegt randlich knapp unter dem Wirbel und ist gekrümmt. Ihr Vorderrand erhebt sich zu einer hohen, bogenförmigen und schwieligen Zahnfalte. Der vordere, steilere Rand der Grube ist deutlich gekerbt, die Kerben verlaufen fast radial gegen ihre Mitte. Vom oberen vorderen Teile der Randgrube verläuft öfters in ihr Inneres ein höckerförmiger Fortsatz. Derselbe nimmt manchmal an Größe zu, ja trennt sich schließlich ganz ab und liegt dann als selbständiger Höcker in der Ligamentgrube (Fig. 2*a*). Oft erhebt sich auch ein Teil der erwähnten schwieligen Zahnfalte in Form eines deutlichen, stumpfen Zahnes.

Nach Peron (47) sollen die Schalen der *Exogyra haliotoidea*, welche d'Orbigny aus dem französischen Cenoman abbildet, bloß Formen der *Ex. conica* sein, welche infolge ihrer großen Anheftungsfläche etwas modifiziert sind; sie kommen auch in denselben Schichten wie typische Exemplare der *Ex. conica* (mit kleiner Anheftungsfläche) vor. Derselben Ansicht ist auch Woods, welcher die *Ex. haliotoidea* aus dem Upper Greensand Englands für eine kleine Form von

E. conica mit großer Anheftungsfläche hält und Uebergänge von der einen zur anderen anführt.

Man findet leider weder bei d'Orbigny noch bei Woods eine Abbildung und Beschreibung der Innenseite der rechten Schale von *E. haliotoidea*. Stoliczka's Fig. 3 zeigt keine Skulptur. Die Beschreibung dieser Art bei Goldfuß (Fig. 1 *c—e*) paßt völlig auf die böhmischen Exemplare; ebenso bei Reuß. Geinitz bildet auch eine linke angewachsene Schale mit senkrecht aufgerichtetem Vorderrande ab (**21**, Taf. 41, Fig. 3), auf welchem ein ähnlich gestreifter Rand und eine ähnliche Skulptur auftritt wie bei der rechten Schale. Ich finde dies nicht bei *E. conica*, von welcher auch sonst die Geinitz'sche Abbildung ganz wesentlich abweicht. Deshalb möchte ich auf zwei auffallende Tatsachen hinweisen. Die überaus zahlreichen Exemplare der *E. haliotoidea* von Neratovic sind insgesamt rechte Schalen; ich fand hier jedoch anderseits kein einziges Exemplar einer linken Schale von *E. conica*, die ihrer Größe und Skulptur nach ersterer entsprechen möchte. Ich kann mich nicht entscheiden, auch die böhmischen und sächsischen Schalen der *E. haliotoidea* mit *E. conica* zu vereinigen.

Vorkommen. In Frankreich im Aptien, Albien und Cenoman nach d'Orbigny und Barrois (**2**); Woods bildet rechte Schalen der *Ex. conica*, die unserer *E. haliotoidea* entsprechen, aus dem Chalk Marl (Cenoman) und der Zone of *Holaster subglobosus* ab. Nach Goldfuß im Grünsand von Essen, nach Geinitz im unteren Quadersandstein, Grünsand, unterem Pläner und cenomanen Konglomeratschichten in Sachsen, nach Reuß an zahlreichen Orten im Exogyrensandstein, Hippuritenkalke und in Konglomeratschichten der Kreide Böhmens, nach Frič in den Korycaner Schichten etc. Bei Neratovic sehr häufig.

II. Gastropoda.

Familie: **Fissurellidae Carp.**

Genus: **Emarginula Lam.**

Emarginula sp. (conica?). Binkhorst.

1861. *Emarginula conica*, Binkhorst, Monographie des Gastropodes (**3**), S. 56, Taf. 4, Fig. 4.

1910. — — Weinzettl, Gastropoda (**66**), S. 8, Taf. I, Fig. 24—27.

1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 12, Fig. 43.

Spitze nur wenig exzentrisch, Vorderseite mit Rinne. Die von den Seiten schwach zusammengedrückten Gehäuse sind mit Quer- und Längsfurchen versehen.

Vorkommen. Nach Weinzettl und Frič hauptsächlich nur Steinkerne bei Korycan; ebenso bei Neratovic (3 Exemplare).

Familie: **Trochidae d'Orbigny.**

Genus: **Trochus Linné.**

Subgenus: **Craspedotus.**

Trochus (Craspedotus) Geslini d'Archiac.

Taf. VI (III), Fig. 3 u. 4.

? 1841. *Trochus Reichi*, Geinitz, Charakteristik (**19**), S. 47, Taf. 15, Fig. 24.
1847. *Turbo Geslini*, d'Archiac, foss. du Tourtia (**1**), S. 339, Taf. 23, Fig. 7.
1850. *Trochus imbricatus*, Geinitz, Quadersandstein (**20**), S. 130.
1874. *Turbo Geslini*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 252, Taf. 55, Fig. 10.
? 1874. *Trochus Reichi*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 252, Taf. 55, Fig. 11.
1905. *Trochus (Craspedotus) Geslini*, Deninger, Gastrop. (**6**), S. 6 u. 7.
1909. *Trochus Geslini* und *Reichi* (?) Wanderer, Tierversteiner. (**65**), S. 49, Taf. 8, Fig. 12 u. 13.
1910. *Turbo Geslini*, Weinzettl, Gastrop. (**66**), S. 11, Taf. II, Fig. 16—19.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 14, Fig. 51.

Höhe: 7·5, 13, 19 *mm*.

Die Oberfläche der wenig konvexen, fast flachen Umgänge ist mit Längsstreifen versehen, welche von zahlreichen Querstreifen durchkreuzt werden; letztere setzen am obersten Längsstreifen an und enden beim untersten. Die Zwischenräume der so entstehenden Gitterskulptur sind schief und fein gestreift. An der Kreuzungsstelle der Längs- und Querstreifen entstehen höckerartige Erhebungen. Die Basis ist mit höckerigen, parallelen Längsstreifen besetzt; die Zwischenräume zwischen denselben sind gleichfalls schief und fein gestreift. Zwischen den einzelnen Umgängen befindet sich eine deutliche Naht.

D'Archiac war die Mündung des Gehäuses unbekannt. Sie wurde jedoch von Deninger und Weinzettl beschrieben. Nach der gezähnten Innenlippe und wulstigen Außenlippe gehört diese Art nicht zu Turbo, wie d'Archiac, Geinitz (Elbtalgebiet), Weinzettl und Frič angeben, sondern zu *Trochus*. Dies hob bereits Deninger hervor, dessen Arbeit bei Weinzettl und Frič unberücksichtigt blieb.

Wahrscheinlich gehört zu unserer Art auch *Trochus Reichi* bei Geinitz. Wanderer führt als Unterschied zwischen beiden an, daß bei *T. Reichi* der Gewindewinkel wesentlich spitzer ist als bei *T. Geslini*. Doch scheinen, wie auch Weinzettl beobachtete, jüngere Exemplare von *T. Geslini* schlanker zu sein als ältere, wodurch dieser vermeintliche Unterschied entstehen könnte. Ebenso gehört hierher auch *Trochus imbricatus* bei Geinitz (Quadersandsteingebiet).

Bei zwei unserer größeren Steinkerne sind auf der Oberfläche der Umgänge fast nur die höckerigen Querstreifen zu sehen, während die Längsstreifen nur schwach angedeutet sind. Die Gehäuse erinnern sehr an *Trochus Requienianus* d'Orbigny (**43**, II., S. 186, Taf. 177, Fig. 13—14); dasselbe sagt Geinitz (Quadersandsteingebiet) betreffs des *Trochus imbricatus*. Ein ähnliches Gehäuse von *Trochus Requienianus* wird auch von Frič (**16**, *Misellanea*, S. 17, Taf. 6, Fig. 5 und 10,

S. 14, Fig. 12) abgebildet. Frič betont auch, daß *Turbo* (?) *Requienianus* dem *Turbo Geslini* ähnlich, jedoch glatt ist.

Was wohl unsere Art wesentlich von dem *Turbo Requienianus* unterscheiden müßte, ist seine Mündung, welche nach d'Orbigny zusammengedrückt ist und keine Zähne besitzt.

Vorkommen. Nach Geinitz und Deninger im unteren Pläner von Plauen und Koschütz und in den Konglomeratschichten von Oberau in Sachsen, nach d'Archiac in der Tourtia Belgiens, Weinzettl und Frič führen die böhmischen Fundorte nicht an. Bei Neratovic mehrere Exemplare, teilweise mit wohlerhaltenem Gehäuse.

Genus: **Turbo Linné.**

Turbo retifer J. Böhm.

Taf. VI (III), Fig. 5.

1851. *Turbo paludiniformis*, Müller, Monogr. (40). II, S. 44, Taf. 5, Fig. 10.
1885. — *retifer*, J. Böhm, Grünsand (4), S. 36.
1888. — — Holzapfel, Aachener Kreide (28), S. 169, Taf. 17, Fig. 1—4.

Die Umgänge des kegelförmigen Gehäuses sind durch scharfe Nähte getrennt. Die Skulptur ist gitterartig und die Zwischenräume zwischen den Längs- und Querrippen sind quadratförmig. Nach Holzapfel ist die Innenlippe vorn ein wenig umgeschlagen. Die Abbildung bei Müller gibt kein getreues Bild, wie Verfasser selbst bemerkt.

Vorkommen. Grünsand von Aachen. Bei Neratovic ein ziemlich gut erhaltenes Gehäuse eines älteren Individuums (Höhe dreier Umgänge zirka 12 *mm*).

Familie: **Turritellidae Gray.**

Genus: **Turitella Lam.**

Turitella sp.

Mehrere Steinkerne einer *Turitella*-Art, die ich nicht gut zu bestimmen vermag, da ihr Erhaltungszustand viel zu wünschen übrig läßt.

Familie: **Cerithiidae (Férussac) Menke.**

Genus: **Cerithium Adanson.**

Cerithium sp. cf. Guentheri Geinitz.

1874. *Cerithium Guentheri*, Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 267, Taf. 59, Fig. 19.

Die Umgänge des kegelförmigen Gehäuses sind mit wulstigen oft gebogenen Querfalten bedeckt. Außerdem ist auch eine fein konzentrische Streifung zu beobachten.

Nach Geinitz ist die Mündung unten in einen schmalen Kanal verlängert und an der inneren Seite der Außenlippe mit drei Höckern versehen; auch der obere Teil der Innenlippe ist höckerig.

Von *Cer. Guerangeri* d'Orbigny (**43**, S. 374, Taf. 231, Fig. 5—6) unterscheidet sich diese Art durch die flachere Basis und ihre Mündung.

Vorkommen. Selten im unteren Pläner von Plauen und bei Koschütz in Sachsen (Geinitz). Bei Neratovic ein Exemplar.

Cerithium ternatum Reuß.

Taf. VI (III), Fig. 6.

1845. *Cerithium ternatum*, Reuß, Versteiner. (**56**), I., S. 42, Taf. 10, Fig. 3.
? 1851. — *foveolatum*, Müller, Monogr. (**40**), S. 48, Taf. 6, Fig. 3.
1852. — *sociale*, Zekeli, Gosaugastrop. (**81**), S. 95, Taf. 17, Fig. 4.
1874. — — Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 269, Taf. 60, Fig. 9.
? 1874. — *aequale*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 269, Taf. 60, Fig. 8.
? 1885. — — Nötling, Balt. Cenomangesch. (**42**), S. 39, Taf. 7, Fig. 14.
1905. — *ternatum*, Deninger, Gastrop. (**6**), S. 15, Taf. III, Fig. 14—15.
1910. — *sociale*, Weinzettl, Gastrop. (**66**), S. 36, Taf. 6, Fig. 3.
. 1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 24, Fig. 109.

Das Gehäuse ist sehr schlank und hoch, turmförmig. Die Höhe von sechs Windungen beträgt bei einem Exemplar 12 *mm*, die Breite der Basis 5·5 *mm*. Die Spitzen unserer Exemplare sind abgebrochen. Die Umgänge der Schale sind flach, an Steinkernen konvex und durch eine schmale Naht voneinander getrennt.

Sie sind mit 3—4 Spiralreihen von Knoten verziert, die durch Längs- und Querleisten miteinander verbunden sind, so daß zwischen je vier Knoten ein vertieftes, glattes Feld entsteht und die Skulptur netzförmig erscheint.

Reuß, Geinitz, Deninger geben nur drei granulierte Längsstreifen, beziehungsweise Gürtel an. Nach Weinzettl tritt auf dem letzten Umgang ein vierter Streifen hinzu. Bei unseren Exemplaren treten häufiger vier Streifen auf; doch ist sonst kein Unterschied in Skulptur, Gestalt und Mündung vorhanden, so daß ich dieses Merkmal nicht für genügend erachte, unsere Schalen für eine andere Art betrachten zu können; höchstens liegt eine Varietät vor.

Mündung rundlich-viereckig, Kanal kurz, Basis konzentrisch gestreift.

Cer. foveolatum Müller ist der Skulptur nach unserer Art ganz ähnlich, aber der untere Teil des nicht so schlanken Gehäuses ist bei der Mündung verhältnismäßig breiter. Bei *Cer. ternatum Reuß* ragt der mittlere der drei Längsstreifen auf den Umgängen etwas mehr hervor, während dies bei *Cer. sociale Zekeli* nicht der Fall ist, was wohl zu einer Abtrennung dieser Arten nicht hinreicht. Bei *Cerithium aequale* führt Geinitz nur zwei granulierte Gürtel auf den Umgängen an. Deningers Exemplare aus Sachsen sind viel kleiner als die unsrigen. Bei Nötlings *Cer. aequale* stehen die einzelnen Körner sowie die beiden Reihen eines Umganges mehr auseinander.

Vorkommen. Nach Müller im Grünsand von Vaelsbrug, nach Zekeli im Gosaumergel, nach Geinitz und Deninger im unteren Pläner von Plauen in Sachsen, nach Nötling in den

baltischen Cenomangeschieben, nach Reuß in den Konglomeraten von Meronitz, nach Weinzettl und Frič in den Korycaner Schichten bei Korycan in Böhmen. Bei Neratovic drei Fragmente.

Familie: **Fusidae Tryon.**

Genus: **Fusus Lam.**

Fusus electus (*Geinitz*).

1874. *Trophon electum*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 264, Taf. 59, Fig. 13.
1905. *Fusus electus*, Deninger, Gastrop. (**6**), S. 22.
1910. *Tritonium robustum*, Weinzettl, Gastrop. (**66**), S. 43, Taf. 7, Fig. 1 (Fig. 2–4?).
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 27, Fig. 122.

Die Umgänge des Gehäuses sind mit groben Quer- und Längsfalten bedeckt, an deren Kreuzungsstellen hohe Knoten entstehen. Die Zwischenräume sind tief und rechteckig. Nach der Skulptur entsprechen jedenfalls unsere Exemplare der Geinitz'schen Art *Trophon electum*, da seiner Art *Tritonium robustum* die groben Längsfalten fehlen.

Vorkommen. Im unteren Pläner Sachsens (Geinitz, Deninger), in den Korycaner Schichten Böhmens (Weinzettl, Frič). Bei Neratovic mehrere junge und ältere Exemplare.

Fusus n. sp.

Taf. VI (III), Fig. 7.

Nur die letzten Umgänge dieses schlanken Gehäuses sind erhalten. Die Naht zwischen den Windungen ist ziemlich tief eingeschnürt; letztere werden von stumpfen Querfalten durchzogen, welche am meisten in der Mitte der Umgänge hervorragen und von Längsstreifen gequert werden.

In der Nähe der Mündung und am letzten Umgange sind Reste der schwarzen Schalenoberfläche erhalten. Man sieht, daß dieselbe außerdem fein längsgestreift war. Die Längsstreifen sind bald stärker, bald schwächer; insbesondere die stärkeren sind deutlich höckerig.

Kanal lang und schmal, Mündung oval.

Diese Art erinnert einigermaßen an *F. Clementinus d'Orbigny* (**43**, S. 339, Taf. 223, Fig. 8), dessen Schalenoberfläche jedoch nicht bekannt ist. D'Orbigny bildet bloß einen Steinkern ab. Da bei Neratovic bloß ein unvollständiges Gehäuse aufgefunden wurde, möge die Art erst nach neueren, besseren Fundstücken benannt werden.

Genus: **Fasciolaria Lam.**

Fasciolaria elongata Sowerby.

1842. *Pyrula fenestrata*, Geinitz, Charakteristik (**19**), S. 72, Taf. 18, Fig. 13.
1842. *Pleurotoma remote-lineata*, Geinitz, Charakteristik (**19**), S. 70, Taf. 18, Fig. 5.
1852. *Fasciolaria nitida*, Zekeli, Gosaugastrop. (**81**), S. 92, Taf. 16, Fig. 10.

1852. *Fusus tesselatus*, Zekeli, Gosaugastrop. (**81**), S. 90, Taf. 16, Fig. 6.
1874. *Voluta elongata*, Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 172, Taf. 31, Fig. 1.
1887/8. *Fasciolaria elongata*, Holzapfel, Mollusken der Aachener Kreide (**28**), S. 87—90.
1910. *Voluta elongata*, Weinzettl, Gastrop. (**66**), S. 46, Taf. 7, Fig. 14 (teilweise).
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 29, Fig. 127.

Mit der äußerst verwickelten Synonymik dieser und verwandter Arten hat sich insbesondere Holzapfel befaßt, nach welchem von den in der älteren Literatur angeführten Arten nur die fünf zu oberst genannten hierher gehören, während andere vielfach als *Voluta elongata* bestimmte Arten zu *Volutoderma fenestrata Röm.* und *Volutoderma elongata d'Orb.* gehören. Zu *Fasciolaria elongata Sow.* möchte ich auch noch die übrigen oben angeführten Arten rechnen.

Die letzte Windung ist höher als alle übrigen zusammen. Sie ist mit zahlreichen Längsstreifen bedeckt, die durch Querfalten gekreuzt werden. Spindel ziemlich lang und schmal.

Vorkommen. Im Plänersandstein und Plänerkalke Sachsens (Geinitz), in der Gosaukreide (Zekeli), in den Korycaner und auch jüngeren Schichten Böhmens (Frič). Bei Neratovic ein vollständigeres Exemplar und Fragmente.

Familie: **Actaeonidae d'Orbigny.**

Genus: **Cinulia Gray.**

Cinulia cassis (*d'Orbigny*).

Taf. VI (III), Fig. 8.

1842/3. *Avellana cassis*, d'Orbigny, Paléont. franc. (**43**), II., S. 138, Taf. 169, Fig. 10—13.
1867. — *elongata*, Guéranger, Album paléont. (**24**), Taf. 9, Fig. 19.
1868. — *sculptilis*, Stoliczka, Gastrop. (**62**), S. 422, Taf. 27, Fig. 1; Taf. 28, Fig. 22,
1868. — *elongata*, Stoliczka, Gastrop. (**62**), S. 422, Taf. 27, Fig. 2; Taf. 28. Fig. 23—24.
1874. — *sculptilis*, Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II, S. 178, Taf. 29, Fig. 15.
1874 — *cassis*, Geinitz, Elbtalgeb. (**22**), II., S. 177.

Höhe: 11·5 *mm*.

Der letzte Umgang nimmt den größten Teil der Höhe des Gehäuses ein. Spitze stumpf. Flache, breite Längsstreifen (zirka 26 bis 27) bedecken die Umgänge. Die Zwischenfurchen sind gleichfalls flach und quergestreift. Die Außenlippe ist verdickt und etwas nach außen umgeschlagen.

Die Querstreifung in den Zwischenfurchen tritt bei allen obengenannten Arten sehr charakteristisch auf und ich bin der Ansicht, daß man Arten, welche dieselbe nicht aufweisen, nicht hierher zählen und als Synonyme betrachten kann. Ich möchte also nicht *Cinulia Humboldti*, *Avellana Archiaciana, Actaeum ovum* mit unserer Art vereinigen, wie dies Deninger (**6**, S. 32) tut. Sind ja doch bei den zwei zuerst genannten Arten die Zwischenfurchen punktiert, bei der leztten das Gehäuse glatt!

Vorkommen. Im Cenoman (Zone à *Acanth. rotomagensis*) Frankreichs (d'Orbigny), im Turon Sachsens (Geinitz), in der indischen Kreide (*Arrialoor* und *Ootatoor*-Gruppe (Stoliczka). Bei Neratovic ein ziemlich gut erhaltenes Gehäuse.

Familie: **Bullidae d'Orbigny.**

Genus: **Cylichna Lovèn.**

Cylichna cylindracea Geinitz.

1841. *Conus cylindraceus*, Geinitz, Charakteristik (19), III., S. 72, Taf. 18, Fig. 18.
nicht ? 1845. — — Reuß, Versteiner. (56), S. 47, Taf. 11, Fig. 11 u. 19; S. 111, Taf. 144, Fig. 15.
1874. *Cylichna cylindracea*, Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 178, Taf. 31, Fig. 12.
nicht ? 1893. — — Frič, Priesener Sch. (14), S. 86, Fig. 92.
? 1910. *Tornatina ovata*, Weinzettl, Gastrop. (66), S. 49, Taf. 7, Fig. 23—24.
nicht ? 1910. *Cylichna cylindracea*, Weinzettl, Gastrop. (66), S. 49, Taf. 7, Fig. 25.
? 1911. *Tornatina ovata*, Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 29, Fig. 129.

Bei Neratovic bloß zwei Steinkerne. Auf einem derselben sind Fragmente der glatten Schale erhalten. Es dürften wohl hierher nur jene Arten zu zählen sein, deren Schale glatt ist, während mit ihr vielfach in der Literatur Arten vereinigt werden, deren Gehäuse fein längs- und quergestreift sind, z. B. *Conus cylindraceus* bei Reuß (56, I., S. 47, Taf. 11, Fig. 11, 19; Frič (14, Fig. 92), Weinzettl u. a.

Vorkommen. Im Baculitenmergel Sachsens (Geinitz), in den Korycaner Schichten Böhmens (Frič, Weinzettl u. a.).

III. Brachiopoda.

Terebratula phaseolina Lamarck.

? 1846. *Terebratula triangularis*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 51.
1846. — *ovoides*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 52.
1846. — *lentoidea*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 53 (teilweise).
1847/9. — *biplicata*, d'Orbigny, Paléont. franc. (45), IV., S. 95, Taf. 511, Fig. 9—15.
1847/9. — *phaseolina*, d'Orbigny, Paléont franc. (45), IV., S. 109.
1868. — — Schlönbach, Brachiop. (59), S. 150, Taf. 5, Fig. 1.
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 153, Taf. 35, Fig. 1—24.
? 1874. — — Davidson, Brachiop. (5), S. 36.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy. (10), S. 55, Fig. 236.

Höhe: 6, 10, 16 *mm*. Länge: 5, 9, 13 *mm*. Breite: 3, 5·5, 7·5 *mm*.

Die Oberfläche der formenreichen und veränderlichen Schalen ist deutlich, fein punktiert und mit feinen Anwachslinien versehen. Bei älteren Exemplaren findet man auch eine undeutliche Radialstreifung. Junge Individuen weisen keine Stirnfalte auf oder es ist dieselbe nur schwach angedeutet, bei älteren Schalen ist jedoch die Faltung des Stirnrandes deutlich ausgeprägt.

Bei Schlönbach und Geinitz findet man die zahlreichen Synonyma dieser Art.

Vorkommen. Nach d'Orbigny charakteristisch für die untersten Cenomanschichten in Frankreich, nach Davidson im Upper Greensand Englands, nach Geinitz die gewöhnlichste *Terebratula* im unteren Pläner Sachsens, nach Zahálka (**79**, S. 47) im Essener Grünsande in der Zone des *P. asper* oder auch *Schlönb. varians*; nach Reuß im unteren Quader und Pläner und im Hippuritenkalk, nach Schlönbach nur in der Zone der *Trigonia sulcataria* und des *Catopygus carinatus*, nicht aus jüngeren Schichten in Böhmen bekannt. Außerdem werden von Frič, Jahn, Zahálka u. a. zahlreiche Lokalitäten im Bereiche der Korycaner Schichten, insbesondere ihrer Klippenfazies angeführt. Bei Neratovic überaus häufig.

Rhynchonella compressa Lamarck.

1839. *Terebratula gallina*, Geinitz, Charakteristik (**19**), I., S. 14.
? 1839. — *alata*, Geinitz, Charakteristik (**19**), I., S. 14, Taf. 16, Fig. 14.
1839. — *pectunculata*, Geinitz, Charakteristik (**19**), I., S. 14, Taf. 16, Fig. 15.
1840. — *gibbsiana*, Geinitz, Charakteristik (**19**), II., S. 59, Taf. 16, Fig. 11 *B*.
1842. — *triangularis*, Geinitz, Charakteristik (**19**), III., S. 85, Taf. 19, Fig. 1—3.
1846. — *depressa*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 46, Taf. 25, Fig. 9.
1846. — *rostrata*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 46, Taf. 42, Fig. 25.
1846. — *latissima*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 47.
1846. — *gallina*, Reuß, Versteiner. (**56**), II., S. 47, Taf. 25, Fig. 1—2.
1868. *Rhynchonella dimidiata*, Schlönbach, Brachiop. (**59**), S. 156.
1872. — *compressa*, Geinitz, Elbtalgeb. (**21**), I., S. 163, Taf. 36, Fig. 1—30.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (**10**), S. 55, Fig. 237.

Insbesondere bei Schlönbach, Geinitz (Elbtalgebiet), Davidson (**5**), Nötling (**42**, S. 14) findet man die reichlichen, mit *Rh. compressa* synonymen Arten.

Vorkommen. Im französischen Cenoman (d'Orbigny), nach Barrois (**2**) schon im Aptien; auch im Upper Greensand und Cenoman Englands (Davidson). Geinitz bespricht insbesondere eingehend die große Veränderlichkeit dieser Art und führt als Fundorte den unteren Quadersandstein und unteren Pläner in Sachsen an. Schlönbach hält diese Art für charakteristisch für die Zone der *Trigonia sulcataria* und des *Catapygus carinatus* in Böhmen, Nötling (**42**, S. 14) weist insbesondere auf die Beziehungen zwischen *Rhyn. depressa* und *Rh. compressa* hin. Nach Frič (**11**, S. 144) „kommt in den Korycaner Schichten in Böhmen die Stammform *Rh. compressa* vor. Hält man dieselbe für die cenomanen Schichten gesondert, so lassen sich alle übrigen unserer Rhynchonellen unter *Rh. plicatilis* vereinigen". Zahálka (**80**) führt *Rh. compressa* aus seinen Schichten II, X *a*, *b*, *c* an. Bei Neratovic sehr häufig.

IV. Anthozoa.

Placoseris Geinitzi Bölsche.

1849. *Turbinolia compressa*, Geinitz, Quadersandsteingeb. (20), S. 232.
1871. *Placoseris (?) Geinitzi*, Geinitz-Bölsche, Elbtalgeb. (21), I., S. 47, Taf. 11, Fig. 3.
1887. *Placoseris Geinitzi*, Počta, Anthozoen (53), S. 35, Textfig. 15, 16.
1911. — — Frič, Koryc. vrstvy (10), S. 64, Fig. 269.

Zwei größere Exemplare (Höhe 25 *mm*) sind in ihrer Mitte stark eingeschnürt. Nach Geinitz im unteren Pläner Sachsens, nach Počta und Frič in den Korycaner Schichten bei Korycan in Böhmen. Bei Neratovic mehrere Exemplare.

V. Pisces.

Oxyrhina angustidens Lamarck.

1845. *Oxyrhina angustidens*, Reuß, Versteiner. (56), I, S. 6, Taf. 3, Fig. 7—13.
1845. — *acuminata*, Reuß, Versteiner. (56), I., S. 7, Taf. 3, Fig. 17—19; Taf. 7, Fig. 20.
1845. — *heteromorpha*, Reuß, Versteiner. (56), I., S. 7, Taf. 3, Fig. 14—16.
1846. *Scoliodon priscus*, Reuß, Versteiner. (56), II., S. 100, Taf. 24, Fig. 23—24; Taf. 42, Fig. 10—12.
1875. *Oxyrhina angustidens*, Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 293, Taf. 65, Fig. 1—3.
1875. — — Geinitz, Elbtalgeb. (22), II., S. 207, Taf. 38, Fig. 22—28.
1878. — — Frič, Rept. u. Fische (17), S. 8, Fig. 13.
1894/5. — — Eastman, Gattung *Oxyrhina* (7), S. 176.

Mehrere Zähne mit schlanker Krone, deren Höhe $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ *cm* mißt, dürften dieser Art angehören. Eastman und Geinitz zählen hierher auch die Reuß'schen Arten *O. acuminata*, *O. heteromorpha* und *Scoliodon priscus*.

Vorkommen. Allgemein verbreitet im Cenoman und Turon. Nach Frič (14) in den Korycaner, Iser, Teplitzer und Priesener Schichten in Böhmen, nach Eastman im Cenoman und Turon in Sachsen, Böhmen, England; im Senon Englands, nach Sturm (63, Taf. III, Fig. 2, S. 56) im Emscher von Kieslingswalde.

Oxyrhina Mantelli Agassiz.

1839. *Oxyrhina (Mantelli)*, Geinitz, Charakteristik (19), S. 12, Taf. 1, Fig. 4 *a—e*.
1845. — — Reuß, Versteiner. (56), S. 5, Taf. 3, Fig. 1, 3, 5, 6 (Fig. 2, 4?).
1872. — — Geinitz, Elbtalgeb. (21), I., S. 293 und II., S. 207, Taf. 38, Fig. 1—21.
1878. — — Frič, Rept. u. Fische (17), S. 7, Fig. 12.
1894/5. — — Eastman, Gattung *Oxyrhina* (7), S. 174, Taf. 16—18.

Ein Zahn, dessen Kronenhöhe zirka 1·7 *cm* mißt, gehört wohl dieser Art an. Eastman veröffentlichte eine Monographie dieser Art.

Vorkommen. In Böhmen nach Frič (15) in den Korycaner, Weißenberger, Malnitzer, Iser, Teplitzer und Chlomeker Schichten. Nach Geinitz im Cenoman und Turon Sachsens, nach Eastman allgemein verbreitet im Cenoman, Turon und Senon.

Außer der bisher beschriebenen Fauna fand ich bei Neratovic noch näher unbestimmbare Cidaridenstacheln, Bryozoen und Serpularreste.

VI. Plantae.

Vereinzelt fand ich bei Neratovic auch Bruchstücke fossiler Hölzer mit äußerst schön erhaltener mikroskopischer Struktur. Mein Freund, Herr Privatdozent Dr. C. Kavina in Prag, hatte die Freundlichkeit, dieselben näher zu untersuchen. Seine Diagnose lautet folgendermaßen:

Es gibt bei Neratovic zwei Arten von Kreidehölzern.

1. Das dunklere, schwärzere Stück von minder ausgesprochener fibröser Struktur, zeigt auf dem transversalen Schnitt große voluminöse Tracheiden und keine Jahresringe. Auf dem Radialschnitt sind charakteristische Netz- und Treppentracheiden und Quertracheiden zu beobachten. In der Nähe der Rindenschichte sind große lysigene Kanäle, welche auch auf dem Transversalschnitte durch den breiten Umfang sich von dem übrigen Gewebe unterscheiden. Diese Verhältnisse entsprechen genau den Durchschnitten auf der Tafel XV und XVI in Wielands „A. F. C." sowie den Beschreibungen in demselben Werke auf S. 72—80, so daß man mit größter Wahrscheinlichkeit annehmen kann, daß dieses Holz den Benettitaceen angehört.

2. Die kleineren, braunen Stücke von ausgesprochener fibröser Struktur zeigen einen komplizierten Aufbau. Im Radialschnitte treten Tracheiden mit ovalen Hoftüpfeln auf, deren Torus schief und elliptisch verlängert ist; die Hoftüpfel sind einreihig. Die Tracheiden, soweit ich in den Präparaten konstatieren konnte, zeigten entweder keine Hoftüpfel oder waren dieselben nur vereinzelt. Der Tracheidentypus im Tangentialschnitte sowie die Stellung der Hoftüpfel erinnert an die Verhältnisse, welche bei der Gattung *Juniperus* vorkommen. Infolgedessen ist dieses zweite Holz zum Göppert'schen *Cupressinoxylon* im Sinne Gothan's einzureihen. Eine nähere Gattungsbestimmung ist aber unmöglich.

C. Klippencharakter der Fauna.

In der Klippenfazies der Kreideschichten von Neratovic fand ich leider keine Ueberreste von Cephalopoden, welche als freischwimmende Mollusken in ihrer Verbreitung und ihrem Vorkommen von der Meerestiefe unabhängig sind und demnach die wichtigsten

Leitfossilien bilden. Auffallend ist auch das untergeordnete Vorkommen der Bryozoen und Rudisten, welche sonst in der kalkigen Fazies der böhmischen Kreideschichten häufig zu sein pflegen. Auch die Inoceramen fehlen völlig, nach Jahn (**29** *a*, S. 303) sind in der Klippenfazies der Korycaner Schichten auch *Pecten asper*, *Exogyra columba* und *Protocardium Hillanum* nicht vertreten; letztere zwei Arten fand ich jedoch bei Neratovic.

Im übrigen hat die Neratovicer Fauna jenen typischen Klippencharakter, wie ihn treffend Petrascheck (**48**) in seiner Arbeit über die Klippenfazies der Kreideschichten in Sachsen charakterisiert. Am häufigsten sind sessile und mit Byssus versehene Lamellibranchiaten vertreten; zu ersteren gehören bei uns die Ostreiden und Spondyliden. In den sandig-kalkigen Wänden treten bei Neratovic ungemein zahlreich *Ostrea vesicularis* und *Exogyra haliotoidea*, spärlicher *Spondylus* auf. Von den mit Byssus versehenen Lamellibranchiaten kommen insbesondere Pectiniden, Limiden und Mytiliden vor. Ich erinnere insbesondere an das reichliche Auftreten des *Pecten acuminatus*, welcher für unsere Klippenfazies geradezu ein Leitfossil bildet, an *Lima rapa* und den überaus häufigen *Septifer lineatus*. Auch Brachiopoden, welche sich mit ihrem Stiel an die Felsenklippe anheften konnten, sind sehr häufig, so *Terebratula phaseolina* und *Rhynchonella compressa*.

Auffallend ist auch der Reichtum der Fauna, was die Anzahl der Gattungen und Arten anbelangt; manche Art ist ebenfalls durch eine ungemein große Individuenanzahl vertreten.

Manche Gattungen, welche in bestimmten Arten bei Neratovic am häufigsten vorkommen, kommen in den heutigen Meeren hauptsächlich nur in seichtem Wasser vor. Es ist dies insbesondere die Gattung *Ostrea* und *Trapezium* (Woods **70**, S. 400), welche heute bloß in einer Tiefe von etwa 100 *m* auftreten. Auch *Cyprina*, *Pecten* (*Chlamys*), *Cardium* leben heute hauptsächlich nur in geringeren Tiefen; *Arca*, *Modiola*, *Lima*, *Cerithium*, *Turbo* u. a. zählen Arten, welche heute in seichtem Wasser leben, während andere Arten derselben bis in bedeutende Tiefen reichen. Im ganzen treten also in unserer Fauna häufig solche Gattungen auf, welche heute in seichterem Meereswasser leben, während Vertreter größerer Tiefen nicht wesentlich vorkommen. Wenn man in dieser Hinsicht die Kreidegattungen mit den heutigen vergleichen dürfte, müßte man die Kreidesedimente von Neratovic als Seichtwasserbildung betrachten; hiermit soll nicht gesagt sein, daß sie Strandbildungen vorstellen müßten, obwohl darauf das Vorkommen von Bruchstücken versteinerter Hölzer mit oft sehr schön erhaltener Struktur hinweisen könnte. Die Tiefenverhältnisse am Strande des Korycaner Meeres behandelte auf Grund des Vorkommens der Kreideschwämme ausführlich Počta (**52**, III. Teil) in seinem Werke über die böhmischen Kreideschwämme.

Auch der reichlich vorkommende Glaukonit bezeugt, daß die Sedimentierung der beschriebenen Kreideschichten unweit des Festlandes wohl in seichtem Wasser stattfand. Die Resultate der Expedition Challenger's belehren uns, daß Glaukonit nur in marinen Sedimenten, welche in geringer Entfernung vom Festlande in kleineren oder größeren Tiefen entstanden, vorkommt.

D. Konkretionen mit reichlichem phosphorsaurem Kalk bei Neratovic.

In den unteren kalkigen Schichten fand ich bei Neratovic kugelige, eiförmige oder unregelmäßige Konkretionen, welche an der Oberfläche dunkelbraun bis schwarz, im Inneren etwas lichter gefärbt sind; sie erinnerten mich gleich an die bekannten Phosphoritkonkretionen.

Herr K. Andrlík, Professor an der böhmischen technischen Hochschule in Prag, führte freundlichst eine qualitative Analyse der Konkretionen aus, wofür ich ihm an dieser Stelle verbindlichst danke. Er teilte folgendes mit: Die Konkretion löst sich auch in kühler, verdünnter Salzsäure unter Brausen auf. Der lösliche Anteil des Rückstandes enthält hauptsächlich Kalk, etwas Eisen und Aluminium und überdies sehr viel Phosphorsäure. Es enthält also die Konkretion vorwiegend phosphorsauren und kohlensauren Kalk.

Gleichfalls danke ich meinem Freunde, Herrn Prof. F. Mašek, welcher den Gehalt der Konkretion an P_2O_5 quantitativ feststellte. Sie enthält demnach 23·1% P_2O_5; wenn wir dieselbe auf $Ca_3(PO_4)_2$ umrechnen, finden wir, daß unsere Konkretionen bis 50·48% phosphorsauren Kalk enthalten.

In Dünnschliffen konnte ich auch Quarz- und Glaukonitkörner, unbestimmbare Schalenreste, Nadeln von Schwämmen, hauptsächlich Hexactinelliden, selten auch Pyrit bestimmen.

In der böhmischen Kreideformation waren bisher ähnliche phosphatreiche Konkretionen unbekannt, während sie z. B. in der französischen und englischen Kreideformation stellenweise aufgesucht und gewonnen werden.

Barrois (**2**, S. 277) führt sie aus der französischen Kreide in den Zonen mit *Douvilléiceras mamillatum*, *Mortoniceras inflatum*, *Pecten asper* und *Amm. laticlavius* an. Das Volk nennt sie „*Coquins*". Sie sind von nierenförmiger Gestalt, von Erbsen- bis Kopfgröße, ihre Oberfläche ist höckerig und die Farbe schwärzlich. Sie kommen vereinzelt vor oder bilden ganze Schichten und Bänke. Sie enthalten auch Quarz- und Glaukonitkörner und pflegen von Pyrit und Gips begleitet zu werden. Am reichsten an phosphorsaurem Kalk sind die Konkretionen aus der Zone mit *Mortoniceras inflatum*, welche bis 58% desselben enthalten. Auch im englischen Gault, im Grünsand von Cambridge kommen nach Jukes Browne[1]) Konkretionen phosphorsauren Kalkes vor. Ebenso findet man sie bei Dortmund usw.

Durch Challenger's Expedition wurde festgestellt, daß in den Tiefseesedimenten der heutigen Ozeane phosphorsaurer Kalk nur spärlich vertreten ist. Häufiger findet man ihn in Form von Konkretionen, welche überaus an jene aus der Kreide Frankreichs, Englands, von Neratovic usw. erinnern, in manchen Sedimenten, die

[1]) Jukes Browne, On the Cambridge Greensand. Quart. Journ. geol. Society London. T. 31. S. 256.

in mittleren Tiefen (200—1000 *m*) entstanden. Gleichzeitig pflegt hier auch Glaukonit anwesend zu sein. Auch hieraus erhellt, daß die Kreidesedimente von Neratovic wohl in geringer Meerestiefe abgesetzt worden sind.

Jedenfalls ist das Vorkommen der beschriebenen, an phosphorsauren Kalk so reichen Konkretionen in der böhmischen Kreideformation sehr interessant, obwohl leider wegen des spärlichen Auftretens nicht praktisch verwertbar.

E. Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der böhmischen Kreideformation.

Bevor wir auf Grund der beschriebenen Fauna auf die Bestimmung des Alters der Kreideschichten der Klippenfazies von Neratovic eingehen, erscheint es uns notwendig, die wichtigsten stratigraphischen Ansichten, welche über die ältesten marinen Kreideschichten in Böhmen sowie über deren eventuelle Aequivalente in der französischen, englischen und deutschen Kreide ausgesprochen wurden, kritisch zu behandeln. Ich erachte dies für um so wichtiger, da in neuester Zeit von V. Zahálka (**79** und **80**) eine neue Zoneneinteilung der böhmischen Kreide vorgeschlagen wurde, welche mit sämtlichen bisherigen Ansichten über das Alter der böhmischen Kreideschichten vielfach nicht im Einklange steht.

Reuß (**56**) verglich in seiner Arbeit über die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation (1844—1846) letztere folgendermaßen mit der englischen Kreide:

Plänerkalk = Grey chalk marl + Lower chalk
Plänermergel = Gault
Unterquader = Lower Greensand.

Zur untersten Abteilung des Plänerkalkes gehören nach Reuß noch Kalkmergel, welche einen Uebergang zu dem darunterliegenden Plänermergel bilden. Hierher zählt er auch Konglomerate, mergelige und kalkige Gesteine, die oft direkt das Grundgebirge überlagern. So sollen die Konglomeratschichten ihrem paläontologischen Inhalte nach ein Aequivalent des Grey chalk marl sein.

Im Jahre 1867 (**57** *a*) veröffentlichte er bereits eine ganz andere Zoneneinteilung der böhmischen Kreide und zählte zum Cenoman von unten nach oben den Unteren Quadersandstein, Exogyrensandstein, Grünsandstein, Plänersandstein und unteren (*Rotomagensis*) Pläner. Im Jahre 1868 unterschied Schloenbach (**59**) als tiefste Zone der böhmischen Kreide die Zone des *Catopygus carinatus* und der *Trigonia sulcataria.* Krejčí (**35**) und Frič (**9**) führten dann auf Grund gemeinsamer Begehungen für die einzelnen Kreidezonen Böhmens Lokalnamen ein und rechneten die Perutzer (Süßwasser) und Korycaner (untersten

marinen) Schichten zum Cenoman. Dieser Einteilung der ältesten böhmischen Kreideschichten nach Krejčí und Frič folgten auch weitere Autoren, wie Novák (**42** *a*), Počta (**52**), Grossouvre (siehe **80**, S. 39 und **27**) und viele andere. Gümbel (**26** *b*) rechnet in seiner Geologie von Bayern (S. 835) zum Cenoman in Böhmen die Perutzer und Korycaner Schichten, den Hauptgrünsandstein und die Tuchoměricer Schichten [1]).

Einen wichtigen Schritt zu einer neuen Zoneneinteilung der böhmischen Kreideschichten und gewissermaßen zur Beseitigung der von Krejčí und Frič eingeführten und in den meisten Arbeiten über die böhmische Kreideformation eingebürgerten Lokalnamen (Perutzer, Korycaner, Weißenberger Schichten usw.) tat V. Zahálka, der keine Mühe scheute, womöglich alle Profile unserer Kreideformation zu besuchen und zu durchforschen. Die Ergebnisse seiner verdienstvollen Studien über die Stratigraphie der böhmischen Kreideformation, aus welchen ersichtlich ist, daß die Einteilung derselben nach Krejčí und Frič vielfach nicht allgemein anwendbar ist, veröffenlichte er zunächst in einer Reihe von Publikationen in der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften in Prag (**74**). Er unterschied in der böhmischen Kreide 10 Zonen, die er mit römischen Ziffern (I—X) benannte. Seine Zone I entspricht im ganzen den Perutzer Schichten, seine Zone II den Korycaner Schichten nach Krejčí-Frič; beide gehören zum Cenoman. Im Jahre 1900 (**70**) veröffentlichte er einen eingehenden Vergleich seiner Zoneneinteilung der westböhmischen Kreide mit der Gliederung derselben nach älteren Autoren; im Jahre 1914 ein umfangreiches Werk über die Kreideformation des böhmischen Mittelgebirges.

Nun folgen aber im Jahre 1915 und 1916 zwei Arbeiten V. Zahálka's (**79** und **80**), in welchen er die böhmische sudetische Kreideformation mit der Kreide im östlichen Pariser Becken und mit der nordwestdeutschen Kreide vergleicht. Zahálka steht hier zwar an seiner Zoneneinteilung der böhmischen Kreide in 10 Zonen (I—X) fest, schreibt jedoch den einzelnen Zonen ein ganz anderes Alter zu, als in seinen früheren Arbeiten, als es überhaupt in allen Arbeiten über die böhmische Kreide bisher üblich war.

Auf der umstehenden Tabelle lasse ich nun Zahalka's neuesten Antrag der Zoneneinteilung der böhmischen Kreideschichten folgen [2]).

Zahálka zählt dort in Böhmen die Zone I zum Neocom, die Zonen II + III *a* zum Albien (inkl. Aptien), Zone III *b* — VII zum Cenoman. In dieser Hinsicht, was die Altersbestimmung der einzelnen Zonen anbelangt, besteht ein durchgreifender Unterschied zwischen sämtlichen älteren Arbeiten Zahálkas (**74**—**78**) und seinen letzten zwei Publikationen (**79**—**80**). Früher rechnete er die Zone des *Pecten asper* (= Korycaner Schichten in Korycan) zu seiner Zone II und betrachtete dieselbe als Cenoman, jetzt entspricht

[1]) Einen eingehenden Vergleich der älteren und neueren Ansichten über die Stratigraphie der böhmischen Kreide findet man bei Zahálka (**77**, **79**, **80**).

[2]) Ich führe dort nur die älteren Schichten an, um die es sich uns handelt.

Zonen	in Böhmen	in NW-Deutschland	im östl. Becken von Paris
VII.	Zone des *Actinocamax plenus*	Zone des *Actinocamax plenus*	Zone des *Actinocamax plenus*
VI.	Zone des *Acanth. rotomagense*	Zone des *Acanth. rotomagense*	Zone à *Holaster subglobosus*.
V.	Zone der *Schloenbachia varians*	Zone der *Schloenbachia varians*	Niveau à *Asteroseris coronula* (= V *a*)
IV *b*.	Zone des *Pecten asper*	Zone des *Pecten asper*	Zone à *Pecten asper*
IV *a* + III *b*.	Zone der *Schloenbachia inflata*	Flammenmergel	Zone à *Schloenbachia inflata*
III *a*.	Zone des *Hoplites interruptus*	Minimuston	Zone à *Hoplites interruptus*
II.	Zone des *Acanth. mamillare*	Gaultsandstein und höchster Hilston	Zone à *Acanthoceras mamillare* + aptien
I.	Neocom	Hilston z. T., Wälderton, Neocomsandstein	Urgonien + néocomien.

seine Zone II dem Aptien und der Zone des *Acanthoceras mamillare*, während er die Zone des *Pecten asper* in seine Zone IV*b* einreiht. Die Zone des *Inoceramus labiatus* entsprach früher seiner Zone III (bzw. III—VI), jetzt rechnet er sie seiner Zone VIII zu. Dies sind so durchgreifende Aenderungen in den bisher üblichen Anschauungen, daß sie in der Zukunft eines eingehenden speziellen Studiums der einzelnen, von Zahálka ausgesprochenen neuen Ansichten und insbesondere eines genaueren Vergleiches des paläontologischen Inhaltes der einzelnen Zonen Zahálka's mit seinen äquivalenten Zonen von Frankreich und NW-Deutschland erfordern. „Es haben nach Zahálka (**79**, S. 13) die Stratigraphen der böhmischen Kreide die typischen Zonen in einer unnatürlichen Weise nacheinander gewählt, sie haben die verschiedenen lithologischen und paläontologischen Faziesveränderungen nicht genug verfolgt, wichtige Horizonte übersehen. Deshalb sei die Parallelisierung mit der französischen und nordwestdeutschen Kreide nicht gelungen.“ Diese Tatsachen haben vielfach jedenfalls die zahlreichen stratigraphischen Arbeiten Zahálka's, Jahn's, Petrascheck's u. a. deutlich bewiesen und es wäre meiner Ansicht nach auch am besten, für die Zukunft in den die Stratigraphie der böhmischen Kreideformation behandelnden Arbeiten die von Krejčí-Frič eingeführten stratigraphischen Lokalnamen fallen zu lassen und sich vielmehr jener paläontologisch-stratigraphischen Zoneneinteilung zuzuwenden, welche anderenorts (in Frankreich, England, Deutschland usw.) üblich ist. Dies bedarf allerdings noch eines ein-

gehenden paläontologischen Studiums der einzelnen Schichten und es bleibt, insbesondere was die Lamellibranchiaten und Gastropoden anbelangt, noch viel zu tun übrig.

Mit Recht sagt Woods in seiner Arbeit über die Mollusken des Chalk rock (70, S. 396): „I believe, that divisions (Weißenberger beds etc.) are to a large extent geographical, rather than zonal in charakter."

F. Das Alter der Fauna von Neratovic.

I. Die vertikale Verbreitung der Arten.

Wir wollen nun die vertikale Verbreitung der in der Fauna von Neratovic vertretenen Arten verfolgen. Ich berücksichtige hierbei hauptsächlich die Verbreitung der Arten in der englischen, französischen, deutschen und in unserer Kreideformation, soweit sie sich nach den heutigen Erfahrungen feststellen läßt. Wir werden sehen, daß ein Teil der Arten fast in allen Zonen der Kreideformation vertreten ist, während andere nur im Cenoman und jüngeren Kreideschichten, manche wiederum bloß im Cenoman und älteren Kreideschichten vorkommen.

Zu den Arten, welche in der Unterkreide, im Cenoman und in noch jüngeren Kreideschichten auftreten, gehören:

Septifer lineatus
Spondylus striatus
Pecten (*Entolium*) *membranaceus*
„ (*Syncyclonema*) *orbicularis*
„ (*Neithea*) *quinquecostatus*
Cyprina (*Venilicardia*) *quadrata*
Cyprimeria (*Cyclorisma*) *faba*
Protocardia Hillana
Ostrea diluviana
„ *vesicularis*
Exogyra conica
„ *haliotoidea*
„ *columba.*

Im Cenoman[1]) und in jüngeren Kreideschichten kommen vor:

Cerithium ternatum
Fasciolaria elongata
Cinulia cassis
Cylichna cylindracea
Barbatia vendinensis
Modiola reversa
Pecten (*Aequipecten*) *decemcostatus*
Lima (*Mantellum*) *elongata*
„ (*Limea*) *pseudocardium*
Crassatelites arcaceus
Trapezium trapezoidale
Tellina semicostata
Baroda (*Icanotia*) *impar*
Cardium (*Acanthocardium*) *cenomanense*
Oxyrhina angustidens
„ *Mantelli.*

---

[1]) Mit Einschluß der Zone des *Mortoniceras inflatum* in Frankreich, bzw. des *Mortoniceras rostratum* in England.

Bloß in jüngeren als cenomanen Schichten würden bisher aufgefunden:

Turbo retifer
Barbatia Geinitzi
Cardium deforme.

Hauptsächlich nur dem Cenoman gehören folgende Arten an:

Placoseris Geinitzi
Terebratula phaseolina
Trochus (Craspedotus) Geslini
Cerithium Guentheri
Fusus electus
Barbatia propinqua
Trigonia sulcataria
Modiola (?) arcacea
„ (Mytilicardia) clathrata
Lima (Mantellum) Reichenbachi
Crassatellites vindinnensis
Unicardium Mailleanum.

Im Cenoman und Gault kommen vor:

Rhynchonella compressa
Nucula pectinata [1])
Nuculana porrecta
Barbatia Galliennei
Barbatia striatula
Grammatodon carinatus
Gervillia rostrata.

Von den bisher noch nicht zitierten Arten von Neratovic wird *Pecten (Chlamys) acuminatus* aus dem Aptien Frankreichs, Cenoman Frankreichs, Englands, Böhmens etc. angeführt. *Modiola aequalis* erscheint im Neocom Frankreichs, in der Unterkreide Englands und vielleicht auch in den baltischen Cenomanschichten. *Pecten (Chlamys) comans* wird aus dem Hils von Essen und dem Cenoman Sachsens und Böhmens angeführt; *Pecten (Chlamys) Galliennei* aus der Unterkreide Englands, dem Cenoman Englands, Frankreichs, Sachsens, Böhmens; *Astarte elongata* aus dem Neocom Frankreichs, Englands u. a., aus dem Cenoman Sachsens (= *A. cingulata*). Bei diesen Arten ist also von Interesse, daß sie mit Ausnahme des *P. (Chlamys) acuminatus* bereits hauptsächlich im Neocom vorkommen, während sie gewöhnlich aus der übrigen Unterkreide nicht angeführt werden, sondern bisher erst im Cenoman wieder aufgefunden wurden.

Wir sehen also aus unserer Erwägung über die vertikale Verbreitung unserer Arten, daß manche von ihnen speziell nur im Cenoman erscheinen, viele insbesondere auch in jüngere Schichten hinaufsteigen, andere wiederum auch im Gault auftreten. Anklänge an Faunen noch älterer Schichten wie des Aptiens und Neocoms sind doch nur selten, wenn man von den durch ihre ungewöhnlich lange Lebensdauer an erster Stelle angeführten, in einem großen Teile der Unter- und Oberkreide auftretenden und als Leitformen also unbrauchbaren Arten absieht. Von diesem Standpunkte aus zeigt unsere Fauna einen vorwiegend cenomanen Charakter.

---

[1]) Nach V. Zahálka.

II. Vergleich der Neratovicer Fauna mit Faunen des Aptiens, Albiens und Cenomans insbesondere in Frankreich und England.

Wenn wir die Fossilienliste von Neratovic (siehe Seite 328 u. 329) überblicken, so müssen die Kreidesedimente von Neratovic nach der Einteilung von Krejčí-Frič zweifellos als Korycaner Schichten angesprochen werden. Nach den meisten bisherigen Auffassungen wurden die Korycaner Schichten einfach als Aequivalent des marinen Cenomans anderer Länder hingestellt. Da innerhalb desselben überall mehrere Zonen unterschieden werden, stellen die Korycaner Schichten natürlich überhaupt nicht eine bestimmte Zone vor. In der Tat gehören auch die Korycaner Schichten nach ihrem paläontologischen Inhalte und ihrer stratigraphischen Position sehr verschiedenen Zonen an. In ähnlicher Weise hat sich auch mehrfach V. Zahálka ausgesprochen (**80**, S. 10—11), indem er die Korycaner Schichten an verschiedenen Lokalitäten zu seinen Zonen I, II, III, IV *a*, *b*, ja die Klippenfazies bei Teplitz und Bilin sogar zur Zone X rechnet!

Anderenorts (**79**, S. 85) sagt er: „Die Versteinerungen, die Frič in seinen Korycaner Schichten (gewöhnlich Zone II) anführt, stammen oft aus der Klippenfazies ganz anderer Zonen" oder (S. 2): „Die Klippenfazies verschiedener Zonen wurden, obwohl sie im Alter sehr verschieden sind, als Klippenfazies der Korycaner Schichten (Zone II in Korycan) erklärt."

Wir wollen nun die Frage aufwerfen, welcher Zone der allgemein üblichen Einteilung entspricht unsere Klippenfazies von Neratovic?

Eines der häufigsten und am meisten charakteristischen Fossilien der Klippenfauna von Neratovic ist der *Pecten acuminatus*. Zahálka rechnet (**80**, S. 15) die böhmische Klippenfazies mit *Pecten acuminatus* zu seiner Zone II; in derselben Arbeit S. 131 sagt er: „Das Aptien bei Hirson (in Frankreich) ist ein Aequivalent der unteren Abteilung unserer Zone II der böhmischen Kreide. In der Uferregion und in der Klippenfazies, also in ähnlichen Lokalitäten wie bei Hirson, kann man den Aptien in den unteren Schichten gut nachweisen. Ueberall findet sich *Pecten acuminatus* als ein Leitfossil wie bei Hirson und eine ähnliche Fauna wie dort. In der untersten Bank der Zone II, z. B. bei Kolin oder Skutičko, finden wir eine Lage, die aus einem Haufwerk von Ostreen- (Exogyren-) Schalen besteht, sie erinnern an das häufige Vorkommen der Ostreen im französischen Aptien"; auf S. 20: „Bemerkenswert ist das Auftreten der ähnlichen Faunen mit dem *Pecten acuminatus* in der Klippenfazies II (Zone à *Acanthoceras mamillare*) bei Hirson in den Ardennen und in Böhmen."

Was zunächst das häufige Vorkommen von Ostreen und Exogyren im französischen Aptien einerseits, bei Kolin,

Skutičko, Neratovic und anderswo in Böhmen anderseits anbelangt, so ist dies wohl nur eine den meisten Klippenfaziesfaunen gemeinsame charakteristische Eigenschaft. Wenn wir aber die Ostreen- und Exogyren-Arten vergleichen, so finden wir gleich einen bedeutenden Unterschied. Im französischen Aptien (siehe Barrois, 2, S. 240—264) ist ganz besonders *Ostrea aquila* charakteristisch, daneben kommen *Ostrea macroptera*, *O. Leymeriei*, *O. Arduennensis*, *O. Rauliniana*, *O. Milletiana*, *O. haliotoidea* (Barrois vereinigt dieselbe mit *O. Rauliniana*) vor. In Böhmen dagegen bei Kolin nach Frič (9, S. 190): *Ostrea carinata*, *O. diluviana*, *O. hippopodium*, *O. vesicularis*, *Exogyra squamula*, *E. reticulata*, *E. sigmoidea*, *E. lateralis!* Es ist also hier keine einzige Art gemeinsam mit dem Aptien von Hirson; insbesondere fehlt die charakteristische *O. aquila!*

Bei Neratovic fand ich in der Klippenfazies mit *Pecten acuminatus*: *Ostrea diluviana, O. vesicularis*, *Exogyra conica*, *E. columba*, *E. haliotoidea*. Gemeinsam mit dem französischen Aptien ist also nur *F. haliotoidea*, die jedoch eine so bedeutende vertikale Verbreitung aufweist, daß sie stratigraphisch keinen Anhaltspunkt bietet.

Was also die Ostreen und Exogyren anbelangt, so sind die böhmischen Faunen mit *Pecten acuminatus* völlig verschieden vom Aptien Frankreichs.

Im übrigen haben die Neratovicer Fauna mit der Aptienfauna der Ardennen bloß gemeinsam: *Rhynchonella depressa* (= *compressa*?) und *Pecten acuminatus*.

Die englischen, etwa dem Aptien entsprechenden Hythe beds enthalten folgende mit der Neratovicer Fauna gemeinsame Arten[1]): *Modiola aequalis*, *Septifer lineatus*, *Exogyra conica*, *Ostrea vesicularis* und *O. diluviana*. Ungeachtet des *P. acuminatus*, der *Modiola aequalis* und der *Rhynchonella compressa* (?) weisen die genannten mit dem französischen und englischen Aptien gemeinsamen Arten insgesamt eine große vertikale Verbreitung auf, so daß sich aus ihnen jedenfalls kein Schluß auf ein gleiches oder ähnliches Alter der Neratovicer Klippenfazies und des Aptien ziehen läßt. Mit Hinsicht darauf sowie auf den ganz wesentlichen Unterschied zwischen dem übrigen Inhalt der diesbezüglichen Faunen kann ich also die Klippenfazies mit *Pecten acuminatus* in Böhmen[2]) und die Aptienfauna Frankreichs nicht mit Zahálka als „ähnlich" bezeichnen.

Wir werden nun die Neratovicer Fauna mit den weiteren, nächsthöheren Zonen der Kreideformation Frankreichs und Englands vergleichen.

Zunächs folgt in Frankreich die Zone des *Douvilléiceras mamillatum* und *Hoplites interruptus*. Gemeinsam sind[3]):

---

[1]) Nach der Uebersichtstabelle bei Woods (72, S. 441—448).

[2]) Dieselbe ist, wie wir später sehen werden, an vielen Orten Böhmens überaus verwandt und ähnlich der Neratovicer Fauna.

[3]) Nach der von Barrois (2, S. 269—275) gegebenen Fossilienliste.

Nucula pectinata	*Protocardia Hillana*
Grammatodon carinatus	*Exogyra conica*
Pecten (Syncyclonema) laminosus (= *orbicularis?*)	*Ostrea vesiculosa*
Pecten (Neithea) 5-costata	*Rhynchonella compressa.*

In denselben englischen Zonen[1]) folgende gemeinsame Arten:

Nucula pectinata	*Cyprimeria faba*
Grammatodon carinatus	*Exogyra conica*
Pecten (Syncyclonema) orbicularis	„ *vesicularis (?).*

Diese Arten sind wenig charakteristisch, denn sie treten teils im Albien und Cenoman, teils im größeren Teile der Unter- und Oberkreide auf.

Ueber den eben genannten Zonen folgt die Zone des *Mortoniceras inflatum* in Frankreich, welche mit Neratovic gemeinsam hat:

Nucula porrecta	*Protocardia Hillana*
Grammatodon carinatus	*Spondylus striatus*
Pecten (Syncyclonema) laminosus (= *orbicularis?*)	*Ostrea vesicularis*
Pecten (Entolium) membranaceus	*Exogyra conica*
„ *(Chlamys) Galliennei*	„ *haliotoidea*
„ *(Neithea) 5-costatus*	*Rhynchonella compressa.*

Mit derselben Zone in England (= *Mortoniceras rostratum*) sind folgende Lamellibranchiaten gemeinsam:

Nucula pectinata	*Cyprimeria faba*
Grammatodon carinatus	*Protocardia Hillana*
Modiola reversa	*Ostrea diluviana*
Septifer lineatus	„ *vesicularis*
Pecten (Syncyclonema) orbicularis	*Exogyra conica*
„ *(Neithea) 5-costatus*	„ *columba*
Gervillia rostrata	„ *haliotoidea.*
Cyprina quadrata	

Ueber die vertikale Verbreitung der genannten Arten gilt dasselbe, was bei der vorhergehenden Zone gesagt wurde.

Es folgt nun das Cenoman mit der Zone des *Pecten asper.* Gemeinsame Arten bei Neratovic und in der genannten Zone Frankreichs (nach Barrois, **2**):

Rhynchonella compressa	*Cyprina quadrata*
Grammatodon carinatus	*Ostrea vesicularis*
Spondylus striatus	*Exogyra haliotoidea*
Pecten (Chlamys) Galliennei	„ *conica.*
„ *(Neithea) 5-costatus*	

[1]) Nach Woods' (72) Fossilienliste.

In derselbe Zone Englands (Woods, **72**) sind folgende Lamellibranchiaten gemeinsam mit der Fauna von Neratovic:

Trigonia sulcataria	*Lima Reichenbachi*
Modiola reversa	*Cyprina quadrata*
Septifer lineatus	*Ostrea diluviana*
Spondylus striatus	„ *vesicularis*
Pecten (*Chlamys*) *comans*	*Exogyra haliotoidea*
„ (*Neithea*) *5-costatus*	„ *conica*
„ (*Syncyclonema*) *orbicularis*	„ *columba.*

Es treten also hier bereits typische, cenomane, gemeinsame Arten nebst anderen, wenig charakteristischen Arten auf.

Ueber der Zone des *Pecten asper* folgt in Frankreich nach Barrois (**2**, S. 352) die Zone des *Ammonites laticlavius* (= chloritic marl Englands). Die Fauna von Neratovic hat mit dieser Zone Frankreichs diese Arten gemeinsam:

Cinulia cassis	*Pecten* (*Chlamys*) *Galliennei*
Barbatia Galliennei	„ (*Neithea*) *5-costatus*
Spondylus striatus	*Unicardium Mailleanum*[1])
Pecten (*Entolium*) *membranaceus*	*Cyprina quadrata*
„ (*Syncyclonema*) *laminosus* (= *orbicularis?*)	*Ostrea vesicularis*
	Exogyra conica.

In England folgt auf *Pecten asper* die Zone des *Mortoniceras varians*; es sind ihr (nach Woods, **72**) mit Neratovic folgende Lamellibranchiaten gemeinschaftlich:

Barbatia Galliennei	*Lima* (*Mantellum*) *elongata*
„ *vendinensis*	„ (*Mantellum*) *Reichenbachi*
Grammatodon carinatus	*Crassatellitides vindinnensis*
Trigonia sulcataria	*Cyprina quadrata*
Modiola reversa	*Unicardium Mailleanum*
Lithodomus rugosus	*Protocardium Hillanum*
Septifer lineatus	*Ostrea diluviana*
Spondylus striatus	„ *vesicularis*
Pecten (*Chlamys*) *comans*	*Exogyra haliotoidea*
„ (*Neithea*) *5-costatus*	„ *conica*
„ (*Syncyclonema*) *orbicularis*	„ *columba.*

Wir finden hier also eine Reihe charakteristischer gemeinsamer cenomaner Arten in England und bei Neratovic.

Aus dem gesamten Vergleiche der gemeinsam im Aptien bis Cenoman (inkl. der Zone à *Mortoniceras varians*) vorkommenden Versteinerungen Frankreichs, Englands und von Neratovic ersehen wir folgendes:

1. Die Aptienfauna Frankreichs und Englands ist völlig verschieden von der Neratovicer Klippenfauna mit *Pecten acuminatus.* 2. Im Albien Frankreichs und Englands, in den Zonen des *Douvilléiceras mamillatum* und *Hoplites interruptus* finden wir noch immer recht wenige und gar nicht charakteristische, mit unserer Fauna gemeinsame

[1]) Bei Rouen.

Arten. Die Anzahl derselben steigt in der Zone des *Mortoniceras inflatum* (= *M. rostratum*), welche bald für oberes Albien, bald für unterstes Cenoman gehalten wird. 3. In der folgenden cenomanen Zone des *Pecten asper* finden wir schon eine ähnliche Vergesellschaftung der Arten wie bei uns; sie ist auch recht deutlich in der Zone des *Amm. laticlavius* in Frankreich, am auffallendsten jedoch in der Zone des *Mortoniceras varians* in England, welche mit der Neratovicer Fauna 23 gemeinsame Lamellibranchiatenarten besitzt. 4. Aus unserem Vergleiche erhellt also jedenfalls, daß die Neratovicer Fauna mit *Pecten acuminatus* von der Aptienfauna Frankreichs und Englands völlig verschieden ist, daß sie selbst mit der Albienfauna daselbst wenig verwandt erscheint, während sie vielfach an die Cenomanfauna dieser Länder, insbesondere an die Zone des *Mortoniceras varians* Englands, erinnert. Die Vergesellschaftung unserer Arten weist also auf ein cenomanes Alter, wahrscheinlich auf die Zone des *Mortoniceras varians* hin.

Wie erfolgreich sich der paläontologische Inhalt unserer Kreideschichten noch ausbeuten läßt, erhellt aus der von mir aufgefundenen Fauna von Neratovic. Wenn wir dieselbe mit dem Verzeichnis der Versteinerungen der Korycaner Schichten, welches Frič (**10**) im Jahre 1911 veröffentlichte, vergleichen, so finden wir, daß bei Neratovic nicht weniger als 32 (bzw. 26) bisher aus den Korycaner Schichten in Böhmen nicht angeführte Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Arten vorkommen; hiervon sind vier Arten überhaupt neu.

Es sind folgende Arten:

*Nucula porrecta** [1])
Barbatia Geinitzi
„ *striatula*
„ *cf. tricarinata*
„ *vendinensis*
Barbatia nova
Grammatodon sp. cf. carinatus
Modiola aequalis
„ *reversa*
„ *arcacea*
„ *clathrata*
Mytilus (Septifer?) Počta-i
*Pecten (Entolium) membranaceus**
„ *(Chlamys) comans*
„ *(Chlamys) Galliennei*
„ *(Aequipecten) decemcostatus**
„ *(Neithea) quinquecostatus**
Pecten (Neithea) Woodsi
Pecten (Camptonectes) concentrice-punctatus
„ *(Syncyclonema) orbicularis**
Lima (Ctenoides) rapa
„ *(Plagiostoma) sp. cf. dichotoma*
Gervillia rostrata
Trapezium trapezoidale
Unicardium (?) Mailleanum
Baroda (Icanotia?) impar
Cardium deforme
*Exogyra conica**
Turbo retifer
Cerithium cf. Guentheri
Fusus n. sp.
Cinulia cassis.

[1]) Die mit einem Sternchen versehenen Arten führt Frič in seiner älteren Arbeit (**9**) aus den Korycaner Schichten an; sie fehlen jedoch in seinem Verzeichnisse der Versteinerungen der Korycaner Schichten aus dem Jahre 1911. Die fett gedruckten Arten sind neu.

III. Vergleich der Neratovicer Fauna mit anderen Faunen, welche Pecten acuminatus enthalten.

Zur Bekräftigung unserer Ansicht, daß die Neratovicer Fauna, in welcher *Pecten acuminatus* als charakteristische Versteinerung auftritt, cenomanen Alters ist, möchte ich noch den auf Seite 328 und 329 folgenden Vergleich anführen. Derselbe führt jene Arten an, welche der Neratovicer Fauna mit ähnlichen, *Pecten acuminatus* enthaltenden Faunen Belgiens, Englands, Deutschlands und Böhmens gemeinschaftlich sind.

In Reihe 1—11 sind die Arten angeführt, welche die Neratovicer Fundstätte mit folgenden Lokalitäten gemeinsam hat:

1. Tourtia, beschrieben von d'Archiac (**1**). Hier tritt auch *Mortoniceras varians* auf.

2. Devon in England. Jukes Browne und W. Hill (**30**) führen hier auch *Mortoniceras varians* und *Acanthoceras Mantelli* an.

Der Chalk marl (Kreidemergel) ist hier durch glaukonitische und quarzhaltige Kalksteine vertreten. Die Schichten, deren Fauna ich hier anführe, gehören dem cenomanen Kreidemergel und der Zone of *Holaster subglobosus* an. Dieselbe Fauna tritt auch im Cenoman im nordwestlichen Frankreich auf; bedeutend ist die Verwandtschaft mit der Tourtia de Tournay in Belgien.

3. Baltisches Cenoman nach Nötling (**42**). Es enthält auch zahlreich *Mortoniceras varians*, spärlicher *Acanthoceras rotomagense* und *Actinocamax plenus* und gehört wohl der Zone *Mortoniceras varians* an.

4. Unterer Quadersandstein von Sachsen nach Geinitz (**21**).

5. Klippenfazies des sächsischen Cenomans mit *Actinocamax plenus*, nach Petrascheck (**48**). Als Leitfossil des sächsischen Cenomans wird *Pecten acuminatus* angeführt.

6. Klippenfazies des böhmischen Cenomans nach Jahn (**29***a*).

7. Zone des *Actinocamax plenus* in Böhmen nach Petrascheck (**51**).

8. Zone II im westlichen Moldaugebiete nach B. Zahálka (**73**). Hier auch *Acanthoceras Mantelli.*

9. Cenoman von Leobschütz in Oberschlesien nach Leonhard (**37**).

10. Cenoman (konglomeratartige und kalkige Sandsteine) von Cudowa in Schlesien nach Michael (**38**).

11. Cenomane Fauna von Korycan nach Frič (**9**); enthält auch *Acanthoceras Mantelli.*

Aus dem angeführten Verzeichnisse erhellt ganz klar die Verwandtschaft der Neratovicer Fauna mit zahlreichen anderen cenomanen *Pecten acuminatus* enthaltenden Faunen in Böhmen und anderwärts.

Zahálka (**78**, S. 3) ist der Ansicht, daß es manchmal lange Zeiten dauern mußte, bevor gewisse Tiergesellschaften aus einem Gebiet des Kreidemeeres in das andere eingewandert sind. Auf diese Weise konnte er sich wohl die eigentümliche Erscheinung erklären, daß nach seinen letzten Anschauungen (**79**—**80**) betreffs des Alters und der Stratigraphie der böhmischen Kreideschichten die Leitfossilien in den sudetischen Ländern oft früher auftreten als im Westen. Er hält deshalb auch den paläontologischen Inhalt insbesondere von littoralen Sedimenten bei der Bestimmung ihres Alters nicht für entscheidend.

Gegen diese Anschauungen möchte ich folgendes anführen: Unter den oben angeführten Faunen enthalten jene in Reihe 1—3 außer *Pecten acuminatus* auch *Mortoniceras varians*, jene in Reihe 2, 8, 11[1]) *Acanthoceras Mantelli*, die Fauna der Reihe 3 *Acanthoceras rotomagense*, der Reihen 3, 5, 7, auch *Actinocamax plenus*. In England, Frankreich, Deutschland usw. sind aber doch *Mortoniceras varians*, *Acanthoceras rotomagense*, *Acanthoceras Mantelli* und *Actinocamax plenus* typische Fossilien cenomaner Schichten! Ich glaube nicht, daß letztere zwei es in Böhmen nicht sein sollten und halte deshalb auch die angeführten böhmischen Kreideschichten mit *Pecten acuminatus* sowie die Neratovicer Fauna für **cenoman.** Allerdings müssen sie nicht überall derselben Zone angehören; die Fauna von Neratovic scheint mir der Zone des *Mortoniceras varians* am nächsten zu stehen.

Zum Schlusse sei es mir erlaubt, Herrn Univ.-Prof. Dr. Ph. Počta für das reiche Interesse, welches er für meine Arbeit hatte, sowie für seine liebenswürdige Zuvorkommenheit meinen besten Dank auszusprechen. Ich danke ferner Herrn Hofrat Ingenieur E. Zimmler, welcher mir freundlichst den Zutritt zu den Regulierungsarbeiten an der Elbe gestattete und photographische Aufnahmen derselben zur Verfügung stellte. Auch bin ich Herrn Baurat M. Stejskal und Oberkommissär Ingenieur F. Marek, welche mir im Laufe des Aufsammelns des paläontologischen Materials immer bereitwillig entgegenkamen, zu Dank verpflichtet. In freundlicher Gegenwart des Herrn Kustos J. Kafka konnte ich in den paläontologischen Sammlungen des böhmischen Landesmuseums vergleichende Studien anstellen. Für die bereitwilligste Herstellung von photographischen Aufnahmen der Versteinerungen danke ich Herrn Univ.-Präparator J. Rejsek.

Geologisch-paläontologisches Institut der böhmischen Universität in Prag.

---

[1]) Frič führt von Korycan *Ammonites cenomanensis* an, welcher aber nach Laube-Bruder (**36**) dem *Acanthoceras Mantelli* entspricht.

Vergleich der Neratovicer Fauna mit ähnlichen, Pecten acuminatus enthaltenden Faunen.

(Die fett gedruckten Arten sind neu.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nucula (cf. pectinata?) Sow.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Nuculana porrecta (Reuß)	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Barbatia Galliennei (d'Orb.)	+	+	—	+	+	—	—	—	—	—	—
„ *Geinitzi (Reuß)*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *sp. cf. striatula (Reuß)*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *sp. cf. tricarinata (Gein.)*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *vendinensis (d'Orb.)*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Barbatia nova n. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grammatodon sp. cf. carinatus (Sow.)	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Trigonia sulcataria Lam.	+	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—
Modiola aequalis Sow.	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
„ *reversa Sow.*	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
„ *(genus?) arcacea Gein.*	—	+	—	+	+	—	—	—	—	—	—
„ *(Mytilicardia?) clathrata d'Arch.*	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lithodomus sp. cf. oblongus d'Orb.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Septifer lineatus (Sow.)	+	—	—	+	+	—	—	+	+	—	—
Modiola (Septifer?) Počtai n. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Spondylus striatus Sow.	—	+	—	+	+	+	—	—	—	+	—
Pecten (Entolium) membranaceus Nils.	—	—	—	+	—	—	+	+	+	—	—
„ *(Chlamys) comans Roem.*	—	—	—	+	—	+	—	+	—	—	+
„ *(Chlamys) Galliennei d'Orb.*	—	+	—	+	—	+	+	—	—	—	+
„ *(Chlamys) acuminatus Gein.*	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
„ *(Aequipecten) 10-costatus Münst.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *(Neithea) 5-costatus Sow.*	—	+	+	+	—	+	+	+	—	+	+
Pecten (Neithea) Woodsi n. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pecten (Camptonectes) concentrice-punctatus Reuß	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
„ *(Syncyclonema) orbicularis Sow.*	—	+	+	+	—	+	+	+	—	+	+
Lima (Mantellum) sp. cf. elongata Sow.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
„ *(Mantellum) Reichenbachi Gein.*	+	—	—	+	—	—	—	+	—	—	+
„ *(Limea?) pseudocardium Reuß*	—	—	—	+	—	—	+	+	—	+	—

" *(Ctenoides) rapa d'Orb.*	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	+
" *(Plagiostoma) sp. cf. dichotoma Reuß*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gervillia sp. cf. rostrata Sow.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Astarte elongata d'Orb.	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+ ?
Crassatellitides vindinnensis d'Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Crassatellites arcaceus Roem.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Cyprina (Venilicardia?) sp. cf. quadrata d'Orb.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Trapezium trapezoidale Roem.	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—
Unicardium (?) Mailleanum d'Orb.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tellina semicostata Roem.	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—
Baroda (Icanotia?) impar (Zittel)	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—
Cyprimeria (Cyclorisma) faba (Sow.)	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—
" *sp.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Protocardia Hillana (Sow.)	—	+	—	—	+	—	+	+	+	+	+
Cardium cenomanense d'Orb.	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—
" *deforme Gein.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Corbula sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ostrea diluviana Linné	+	+	—	+	+	+	—	+	—	—	+
" *vesicularis Lam.*	—	+	—	+	—	+	—	+	—	—	+
Exogyra conica (Sow.)	—	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+
" *columba Lam.*	—	—	—	+	—	+	+	+	+	+	+
" *haliotoidea Sow.*	+	—	—	+	+	+	+	+	—	+	—
Emarginula sp. (conica?) Binkh.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Trochus (Craspedotus) Geslini d'Arch.	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—
Turbo retifer J. Böhm.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turritella sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fusus electus Gein.	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—
Fusus n. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cerithium sp. cf. Guentheri Gein.	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
" *ternatum Reuß*	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
Fasciolaria elongata Sow.	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	+
Cinulia cassis (d'Orb.)	?	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Cylichna cylindracea Gein.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Terebratula phaseolina Lam.	—	—	—	+	+	+	—	+	—	+	+
Rhynchonella compressa Lam.	+	+	+ ?	+	+	+	+	+	+	+	+ ?
Placoseris Geinitzi Böl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Oxyrhina angustidens Lam.	—	—	—	+	+	—	—	—	—	+	+
" *Mantelli Agass.*	—	+	—	+	—	+	—	+	—	—	—

Literaturverzeichnis.

1. A. d'Archiac, Rapport sur les fossiles du Tourtia. Mém. Soc. géol. de France. II., 1847, S. 291.
2. C. Barrois, Mém. sur le terrain crét. des Ardènnes et des régions voisines. Annales Soc. géol. du Nord. V., 1878, S. 227.
3. Binkhorst van den Binkh, Monographie des Gastéropodes de la craie supér. du Limbourg. Bruxelles et Maestricht 1861.
4. J. Böhm, Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. Verhandlungen d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westphalens. 1885.
5. Th. Davidson, A monograph of the british fossil brachiopoda. Palaeontograph. Society. London. Vol. IV., p. 1, Suppl. 1874. S. 172.
6. K. Deninger, Die Gastropoden der sächs. Kreideformation. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients. Bd. 18, S. 1, Taf. 1—4.
7. Ch. R. Eastmann, Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Oxyrhina* etc. Palaeontographica, Bd. 41, Stuttgart 1894—1895, S. 149.
8. E. Favre, Description des Mollusques fossiles de la Craie des environs de Lemberg en Galicie. Genêve et Dâle. 1869.
9. A. Frič, Paläontol. Untersuchungen der einzelnen Schichten in der böhm Kreideformation. Archiv für die naturw. Landesdurchf. von Böhmen. Prag 1869. Sest. II., S. 181.
10. — Illustrovaný sesnam zkamenělin cenomanních vrstev korycanských. Ibidem XV., 1911.
11. — Studien im Gebiete der böhm. Kreideformation. II. Die Weißenberger und Malnitzer Schichten. Ibidem IV., 1877.
12. — III. Die Iserschichten. Ibidem V., 1883.
13. — IV. Die Teplitzer Schichten. Ibidem VII., 1889.
14. — V. Die Priesener Schichten. Ibidem IX., 1893.
15. — VI. Die Chlomeker Schichten. Ibidem X., 1897.
16. — Miscellanea palaeontologica. II. Mesozoica. Prag 1910.
17. — Die Reptilien und Fische der böhm. Kreideformation. Prag 1878.
18. — Ueber Lagerung von cenomanen und diluvialen Sedimenten in und auf den silurischen Kieselschiefern zwischen Kojetic und Lobkovic. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. 1909.
19. H. B. Geinitz, Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächs. Kreidegeb. I—III. Dresden—Leipzig 1839—1842.
20. — Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. Freiburg 1849—1850.
21. — Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontographica, Bd. XX, I. T. 1872—1873.
22. — Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontographica, Bd. XX, II. T. 1872—1873.
23. A. Goldfuß, Petrefacta Germaniae. I—III. Düsseldorf 1827—1844.

24. E. Gueranger, Album paléontologique du départem. de la Sarthe. Le Mans 1867.
25. C. W. von Gümbel. Geognost. Beschreibung d. Königr. Bayern. II. Gotha 1868.
26. — Geologie von Bayern. II. Cassel 1894.
27. A. de Grossouvre, Recherches sur la craie supér. I. p. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de la France. Paris 1901.
28. E. Holzapfel, Die Mollusken der Aachener Kreide. Palaeontographica, Bd. 34 Stuttgart 1887–1888, S. 29.
— Ibidem Bd. 35, 1888–1889, S. 1 und 139.
29. J. J. Jahn, Einige neue Fossilienfundorte in der ostböhm. Kreideformation. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1904, Bd. 54, Heft 1, S. 75.
29 *a*. — Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhm. Cenoman. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1904, Nr. 13, S. 297.
30. A. J. Jukes-Browne and W. Hill, A delimination of the cenomanien etc. Quart. Journ. geol. Soc. London. Vol. 52, 1896, S. 99.
31. F. Kaunhowen, Die Gastropoden der Maestrichter Kreide. Paläontol. Abhandlungen. N. F. Bd. IV, Heft 1, Jena 1897.
32. Em. Kayser, Lehrbuch der geol. Formationskunde. IV. Aufl. Stuttgart 1911.
33. R. Kner, Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung. Haidingers Naturw. Abhandl. III. 1850.
34. J. Krejčí, Geologie. Prag 1877.
35. — Studien im Gebiete der böhm. Kreideformation. Archiv für die naturw. Landesdurchf. v. Böhmen. Bd. I, 1869.
36. G. C. Laube u. G. Bruder, Ammoniten der böhmischen Kreide. Palaeontographica, Stuttgart 1887.
37. R. Leonhard, Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien. Palaeontographica, Bd. 44. Stuttgart 1897.
38. R. Michael, Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 45, 1893, S. 195.
39. G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Jahrbuch d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, Abhandl., Heft 25. Berlin 1898.
40. J. Müller, Monographie der Petrefakten der Aachener Kreideformation. Bonn I., 1847, II., 1851, Suppl. Aachen 1859.
41. J. Murray a. A. F. Renard, Report on Deep-Sea deposits. Rep. on the scientif. results of the voyage of H. M. S. Challenger during the years 1873–1876. London 1891.
42. F. Nötling, Die Fauna der balt. Cenoman-Geschiebe. Paläontol. Abhandl. II., Heft 4, Berlin 1885.
42 *a*. O. Novák, Beiträge zur Kenntnis der Bryozoen d. böhm. Kreideformation. Denkschriften d. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. 37.
43. A. d'Orbigny, Paléontologie française. Description des Mollusques et ray fossilles. Terrains crétacés. T. II. Gasteropodes. Paris 1842—1843.
44. — Ibidem. T. III. Lamellibranchiates. Paris 1844—1847.
45. — Ibidem. T. IV. Brachiopodes. Paris 1847—1849.

46. A. d'Orbigny, Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle etc. Paris. Vol. II. 1850.

47. A. Peron, Description des Mollusques fossiles des terrains crétac. de la région Sud des Hauts-Plateaux de la Tunisie. Paris 1890—1891.

48. W. Petrascheck, Studien über Faziesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Abhandl. der naturwiss. Gesellschaft „Isis“ in Dresden. 1899. Heft II, S. 31.

49. — Bericht über einige Exkursionen in die ostböhmische Kreide. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1900.

50. — Ueber Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1903, Bd. 53, S. 153.

51. — Die Zone des *Actinocamax plenus* in der Kreide des östlichen Böhmen. Ibidem 1905, Bd. 55, S. 339.

52. Ph. Počta, Beiträge zur Kenntnis der Spongien der böhmischen Kreideformation. Abhandl. d. kgl. böhm. Gesellch. d. Wissensch. Prag 1883—1885.

53. — Die Anthozoen der böhmischen Kreideformation. Ibidem 1887.

54. — O rudistech, vymřelé čeledi mlžů z česk. křid. útvaru. Rozpr. král. čes. společ. nauk. Prag 1889.

55. — O mechovkách z korycanských vrstev pod Kaukem u Kutné Hory. Palaeontographica Bohemiae. Prag 1892.

55*a*. — Geologische Karte von Böhmen. Weitere Umgebung Prags. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. XII. Prag 1903.

56. A. E. Reuß, Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart. I. 1845, II. 1846.

57. — Geognostische Skizzen aus Böhmen. Vol. I. Prag 1840

57*a*. — Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen in ihren geognostischen Verhältnissen. Löschner: Balneol. Beiträge. Prag 1867.

58. A. Römer, Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebietes. Hannover 1840—1841.

59. H. Schloenbach, Die Brachiopoden der böhmischen Kreide. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1868. S. 139.

60. H. Scupin, Die stratigraphischen Beziehungen der obersten Kreideschichten in Sachsen, Schlesien und Böhmen. Neues Jahrbuch für Miner., Geol und Paläontologie, Beilageband 24, 1907, S. 676.

61. F. Stoliczka. Cretaceous fauna of Southern India. Vol. III. The Pelecypoda. Memoirs of the geolog. Survey of India. Calcuta 1871.

62. — The Gastropoda of the cretaceous rocks of Southern India. Ibidem 1867—1868.

63. F. Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. F. 1900. Bd. 21, S. 39.

64. E. Tiessen, Die subhercyne Tourtia und ihre Brachiopoden- und Molluskenfauna. Zeitschr. d deutsch. geol. Ges. Bd. 47, 1895, S. 423.

65. K. Wanderer, Die wichtigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreiches Sachsen. Jena 1909.

66. W. Weinzettl, Gastropoda česk. křid. útvaru. Palaeontographica Bohemiae. VIII. Praga 1910.

67. A. Wollemann, Die Fauna des Senon von Biewende bei Wolfenbüttel. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. F. 1900. Bd. 21, Abhandl. S. 1. Berlin.
68. — Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocoms. Ibidem 1902.
69. H. Woods, The mollusca of the chalk rock. II. Quart. Journ. Geol. soc. London. Fol. 52. 1896. S. 68.
70. — Ibidem. Vol. 53. 1897, S. 377.
71. — A monograph of the cretaceous lamellibranchia of England. Palaeontograph. society. London. Vol. I. 1899—1903.
72. — Ibidem. Vol. II.
73. Bř. Zahálka, Křídový útvar v záp. Povltaví. Pásmo I. a II. Sitzungsber. der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1911.
74. V. Zahálka, Pásma křídového útvaru I—X. Ibidem. Prag 1897 - 1905.
75. — O třech nejstarších pásmech křídového útvaru v okolí Řípu. Ibidem. Prag 1893.
76. — Paleontologie křid. útvaru ve vysočině řipské usw. Ibidem 1896.
77. — Ueber die Schichtenfolge der westböhmischen Kreideformation. Jahrb. d. k k. geol Reichsanstalt. Wien 1900, S. 67.
78. — Útvar křídový v Čes. Středohoří. I. Raudnitz 1914.
79. — Die sudetische Kreideformation und ihre Aequivalente in den westlichen Ländern Mitteleuropas. II. Abteil. Die nordwestdeutsche und die böhmische Kreide. Prag 1915.
80. — I. Abteilung. Die westböhmische Kreide und die Kreide im östlichen Bassin de Paris. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1915. Bd. 65. Heft 1 und 2.
81. F. Zekeli, Die Gasteropoden der Gosaugebilde. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt Bd. I. Wien 1852. Abt. II.
82. K. A. Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Denkschriften d. kais. Akad. der Wissenschaften, math.-naturw. Kl. Wien. I. Vol. 24. 1865. II. Vol. 25. 1866.

Inhaltsverzeichnis.

Solenopora (?) Hilberi

aus dem oberen Jura von Tschernawoda in der Dobrudscha.

Von **Fr. Heritsch** in Graz.

Mit einer Tafel (Nr. VII).

Das Material, das K. F. Peters in seinen „Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha" beschrieb[1]), liegt in der Sammlung des geologischen Institutes der k. k. Universität Graz aufbewahrt. Peters führt (l. c. S. 179 u. 186) eine Anzahl von Fossilien aus dem oberen Jura von Tschernawoda an. In diesem Material fand ich drei Stücke mit einem Zettel mit der Handschrift Peters: „Cernavoda, unbestimmt." Dabei lagen Zettel, welche R. Hörnes geschrieben hat, mit der „Museumsbestimmung" *Chaetetes sp.* Da ich mich in neuester Zeit viel mit dem Studium von *Chaetetes* beschäftigt habe, war diese Bestimmung der Anlaß zur Untersuchung der genannten Stücke, welche dem Gesteinscharakter nach aus den Kalken mit *Diceras speciosum* stammen müssen. Diese Kalke gehören nach Simionescu in das Kimmeridgien[2]).

Die mir vorliegenden Stücke sind Trümmer eines oder mehrerer großer Stöcke. Sie machen auf den ersten Blick den Eindruck eines ungemein feinzelligen Stockes einer tabulaten Koralle. Sie sind aufgebaut aus haarfeinen Röhren, die parallel oder fast parallel entweder gerade oder leicht gebogen aufwärts wachsen. Die Größe der Bruchstücke ist eine sehr bedeutende, wie die Abbildungen zeigen; das größte Stück ist etwa 10 *cm* hoch und 8 *cm* breit.

Ich habe eine Anzahl von Dünnschliffen untersucht. Der Längsschnitt zeigt, daß der Stock aus parallelen Röhren besteht, welche einen fast gleichgroßen Durchmesser haben. Die Vermehrung erfolgt durch Zwischenknospung, in der Art, wie das bei den Monticuliporiden gewöhnlich der Fall ist; doch ist auch diese Vermehrung ziemlich selten. Böden fehlen. Die Innenseite der Wände ist ganz glatt. Bei starker Vergrößerung lösen sich die Wände in mehrere Lagen auf; eine innere lichte Linie wird von zwei dunklen äußeren begrenzt. Diese Verdopplung der Wände zeigt, daß ein primäres Mauerblatt vorhanden ist, welche Erscheinung auch zum Teil bei den Monticuliporiden vorkommt.

Die auf Mikrometermessung beruhenden Maße sind folgende: Dicke der Wände: 0·05 *mm*. Lumen der Röhren: 0·25—0·32 *mm*.

Der Querschnitt zeigt die rundlich polygonalen Durchschnitte der Röhrenzellen, welche oft etwas länglich sind. Die Verdopplung der Wände ist nicht so gut zu erkennen wie im Längsschnitt. An einzelnen Stellen sieht man, der Sprossung entsprechend, kleinere Röhrendurchschnitte zwischen den großen.

Septen und septenähnliche Gebilde fehlen.

---

[1]) Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. XXVII.
[2]) Anuarul Institutului geologic al României. Vol. III, 1909. S. 34.

Die Mikrometermessung ergab folgende Zahlen:

0·32	als größter und	0·30 *mm*	als kleinster Durchmesser je	einer Röhre
0·25	„ „ „	0·27 „	„ „ „	„ „ „
0·45	„ „ „	0·20 „	„ „ „	„ „ „

Die 0·45 *mm* im größten Durchmesser habende Röhre ist extrem lang gestreckt und ist in meinen Schliffen die einzige, die über das gewöhnliche Maß hinausgeht.

Die Einreihung der mir vorliegenden Versteinerung in ein Genus macht beträchtliche Schwierigkeiten. Ich finde, daß man sie am ehesten in das von Dybowski[1]) beschriebene Genus der Monticuliporiden, in *Solenopora* einreihen kann.

Solenopora bildet sphäroidische Korallenstöcke; die Polypiten sind prismatisch und haben einen sehr geringen Durchmesser. Coenenchym und Böden fehlen. Dybowski stellt das Genus in die Nähe von *Dianulites*; von dieser Gattung unterscheidet es sich durch das Fehlen der Böden. Als bisher einzige Art ist bekannt *Solenopora spongioides Dyb.* aus dem ostbaltischen Untersilur. Sie bildet einen unregelmäßigen, sphäroidischen Korallenstock, der an beiden Polenden tief ausgehöhlt und an den Seitenflächen mit unregelmäßigen Einschnitten und Ausbuchtungen versehen ist; seine Oberfläche ist glatt und glänzend und zeigt keine Kelchöffnungen. Im Querschliff sieht man ein sehr kleines Maschenwerk (0·03 — 0·08 *mm*), das ein feines Netzwerk bildet. Die kleinen, ineinandergreifenden Maschen werden durch verhältnismäßig dicke, dunkelgefärbte Streifen von körniger Struktur begrenzt. Der Längsschliff zeigt parallele, wellenförmige Längsstreifen von körniger Beschaffenheit und dunkler Färbung. Die Koralle ist daher aus sehr kleinen, hohlen, kapillarähnlichen Röhrchen aufgebaut. Nicholson[2]) hält es für wahrscheinlich, daß *Solenopora* keine Beziehungen zu den Monticuliporiden hat.

Mit *Stenopora* (?) *Kochi Vinassa* aus der Trias des Balaton[3]) hat die Form aus der Dobrudscha das Fehlen der Böden, sonst aber nichts gemeinsam.

Der von White aus der Kreide von Colorado beschriebene „*Chaetetes*“ *dimissus*[4]) ist vielleicht seinem inneren Bau nach etwas ähnliches als meine Form aus der Dobrudscha; er ist verästelt und besteht aus feinen Koralliten. Er ist vielleicht gar nicht tabuliert. Jedenfalls ist an einen *Chaetetes* bei den fehlenden Tabulae nicht zu denken.

Mir scheint es eine dankbare Arbeitsmöglichkeit zu sein, die „*Chaetetes*“ des Jura[5]) einer Neuuntersuchung zu unterziehen. Dasselbe gilt für die sogenannten *Chaetetes* der Kreide[6]).

[1]) Die Chaetetiden der ostbaltischen Silurformation. Dorpat 1878. S. 124 u. 125.

[2]) On the structure and affinities of Genus Monticulipora and its Sub-Genera. 1881. S. 22.

[3]) Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie. I. Bd. Vinassa, Triastabulaten etc. S. 14.

[4]) Contributions to Paleontology. Nr. 2, S. 7 und Neues Jahrbuch f. Min., Geol. und Paläontologie. 1883. I. S. 178.

[5]) Wolfer, Palaeontographica, 60. Bd. S. 170.

[6]) Neues Jahrbuch f. Min., Geol. und Paläontologie. 1883. I. S. 178.

Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide.

Von J. V. Želízko.

Mit einer Tafel (Nr. VIII).

Nach Veröffentlichung meines Beitrages zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. 66) dachte ich nicht, daß ich in absehbarer Zeit in die Lage kommen werde, meine Arbeit um weitere neue, aus der Gegend von Leitomischl stammende Exemplare zu ergänzen.

Als ich nämlich im Sommer 1917 die genannte Gegend, besonders die Lokalität Lustykova skála (= Lustyksche Felsen) bei Morašic, von wo ich bekanntlich in der obigen Publikation einige neue Gervillien beschrieben hatte, behufs meiner geologischen Studien besuchte, fand ich in dem von Herrn Schulleiter F. Ferina in Morašic während seiner mehr als dreißigjährigen eifrigen Sammeltätigkeit erworbenen, umfangreichen Material weitere merkwürdige, insgesamt aus dem Steinbruch Lustykova skála herrührende Gervillien, welche mir Herr Ferina wiederum zur Bearbeitung freundlichst anvertraute.

Bevor ich dieselben behandeln werde, möchte ich einige Bemerkungen zu den geologischen Verhältnissen der betreffenden Lokalität vorausschicken.

Der oben angeführte Steinbruch liegt südwestlich von Morašic in einer Entfernung von zirka 20 Minuten. Die bloßgelegte, nordwestlich streichende Wand besteht aus ungleich mächtigen, transversal gespalteten Plänerbänken, deren Hangendes eine stellenweise 1 *m* mächtige Schicht braunen diluvialen Lehms bildet, der mit Plänerbruchstücken, Quarz- und Konglomeratgeröllen vermengt ist. Das besonders in der oberen Lage dünn geschichtete, graugelbe und sandige Gestein wechselt mehr oder weniger mit dunkleren, bisweilen ungemein festen, fossilienreichen Bänken. Hie und da sind die Spaltungsflächen mit winzigen Kalzitkristallchen sowie mit einer Kalksinterkruste überzogen.

Fast jedes Gesteinstück enthält Fossilreste, unter welchen *Callianassa antiqua*, *Trigonia limbata*, *Exogyra conica*, ferner verschiedene Arten von *Lima*, *Arca* u. a. keine Seltenheit sind und welche für die im Sinne Fričʼ und Krejčís als Iserschichten betrachteten Ablagerungen charakteristisch sind.

Inwieweit die Schichten bei Morašic nach Forschungen Jahns eine Fazies der Teplitzer Stufe vorstellen, wird sich erst später, bis die ganze Sammlung des Herrn Ferina bearbeitet wird, nachweisen lassen.

Die auf der nordwestlichen Steinbruchseite auftretenden Schichten liegen horizontal, wogegen dieselben auf der südöstlichen Seite stark abwärts gebogen sind, so daß sie eine südwestlich gegen das Dorf Makov streichende Flexur bilden.

Die hie und da zutage tretenden, auf der tiefer gesunkenen Schichtenpartie ruhenden Relikte der Priesener Plänermergel scheinen dann natürlich nach oberflächlicher Besichtigung älter zu sein, als der im Morašicer Steinbruch scheinbar höher gelegene Teil der fraglichen Iserschichten, die infolge dieser Täuschung Herr Ferina für den jüngsten Abschnitt der böhmischen Kreideformation, nämlich für die Chlomeker Schichten hält.

Nun komme ich zur Beschreibung der weiteren neuen Gervillien des besprochenen Fundortes.

Gervillia robusta n. sp.

Taf. VIII, Fig. 1.

Ein Steinkern der linken bei der Spitze abgebrochenen Schale von auffallend großer Dimension.

Trotzdem dieselbe durch Schichtendruck deformiert ist, hat sie doch ihre ursprüngliche Form behalten.

Die Schale ist besonders in der hinteren Hälfte breit und stark gewölbt, in der vorderen Hälfte wiederum sehr schmal und verlängert. Die Schalenlänge von dem vorderen Ohr bis zu der abgebrochenen Spitze gemessen, beträgt 144 *mm*, die Höhe vom Unterrand bis zum Hinterohr 61 *mm* und die größte Breite in der Mitte 50 *mm*. Das vordere Ohr ist ziemlich breit und abgerundet, das hintere bedeutend enger und mäßig ausgezogen.

Die Schloßrandpartie zwischen beiden Ohren bildet einen 33 gradigen Winkel.

Der in der Mitte wellenförmig gekrümmte Oberrand ist nicht sehr viel ausgeschnitten. Die ursprüngliche Schalenstruktur ist nirgends erhalten.

Gervillia Ferinai n. sp.

Taf. VIII, Fig. 2.

Es ist eine rechte schwachgewölbte Schale vorhanden, deren Form sehr gut ausgeprägt ist und welche gewissermaßen an die von mir früher beschriebene *Gervillia aurita* (Taf. XII, Fig. 2) erinnert.

Das hier vorliegende Exemplar ist fast um ein Fünftel länger und gegen die Spitze zu mehr verschmälert und auch das Hinterohr in einen ungemein langen Flügel ausgezogen. Das vordere Ohr ist auf gleiche Weise entwickelt wie bei *Gervillia aurita*.

Die Länge der Schale von dem vorderen Ohr bis zur Spitze beträgt 99 *mm*, die Höhe vom Oberrand bis zum Hinterohr 53 *mm* und die Breite in der Mitte 28 *mm*.

Die Schloßrandlinie zwischen beiden Ohren bildet einen 55gradigen Winkel, ähnlich wie bei *Gervillia aurita*.

Die Schloßzähne sowie die Skulptur sind undeutlich.

Das hier beschriebene Fossil habe ich zur Ehre meines geschätzten Freundes Herrn Schulleiter Ferina benannt.

Gervillia obtusa n. sp.

Taf. VIII, Fig. 3.

Von der vollständigen, sehr breiten Schale hat sich der innere Teil der schwach ausgewölbten rechten Klappe mit Steinkernresten der linken Klappe erhalten.

Die Schale ist 84 *mm* lang, 39 *mm* breit, allmählich verlängert und der der abgerundeten Spitze zu ziemlich steil gerichtete Oberrand fast geradlinig. Die obere Partie ist einigermaßen gedrückt, das vordere kurze Ohr teilweise abgebrochen; dasselbe sowie das Hinterohr ist gleichmäßig abgerundet. Die Schloßrandlinie zwischen beiden Ohren bildet einen ca. 30gradigen Winkel. Die aus konzentrischen feinen Streifen bestehende Schalenstruktur ist stellenweise sichtbar.

Das Fossil ähnelt teilweise der von mir bereits beschriebenen *Gervillia cf. aurita* (Taf. XII, Fig. 3), jedoch ist dieselbe sichelartig ausgeschnitten und ihr Hinterohr auch mehr ausgezogen als bei *Gervillia obtusa*.

Gervillia aequabilis n. sp.

Taf. VIII, Fig 4.

Ein mit einer dünnen Kalzitkruste überzogener Steinkern der linken, mäßig ausgewölbten Schale.

Obwohl der Versteinerung die Schloßrandpartie sowie die Spitze fehlt, läßt sich doch nach dem übriggebliebenen Bruckstück ihre genaue Form feststellen.

Dieselbe unterscheidet sich von allen von mir bisher beschriebenen Gervillien durch eine ziemlich lange, fast gleichmäßig breite, nur gegen die Spitze zu sich einigermaßen verschmälernde Klappe. Der Ober- und Unterrand weist eine allmähliche Ausschweifung auf. Von den beiden leider abgebrochenen Ohren scheint das vordere ziemlich breit zu sein.

Die in der oberen Partie teilweise erhaltene Epidermis zeigt kaum bemerkbare Spuren der Schloßzähne.

Schlußbemerkung.

Auf Grund des nun ergänzten fossilen Materials läßt sich jetzt schließen, daß die von mir bisher beschriebenen neuen Gervillien der böhmischen Oberkreide in zwei sich voneinander wesentlich unterscheidende Gruppen zerfallen.

Die erste Gruppe ist durch eine hohe Schloßrandpartie sowie durch ein auffallend ausgezogenes Hinterohr gekennzeichnet (*Gervillia aurita*, *Gervillia Ferinai*), während die zweite Gruppe eine niedrigere Schloßrandpartie mit verhältnismäßig kurz entwickelten, mehr oder weniger gleichmäßigen Ohren aufweist (*Gervillia robusta*, *G. obtusa*).

Da *Gervillia cf. aurita* in die zweite Gruppe eingereiht werden muß, ist es notwendig, für dieselbe eine neue Benennung, und zwar *Gervillia transitia n. sp.* zu wählen.

Ob die übrigen beschriebenen 4 Formen (*Gervillia bohemica*, *G. incurvata*, *G. sp.* und *G. aequabilis*) der ersten oder zweiten Gruppe angehören, läßt sich infolge des ungenügenden Erhaltungszustandes der Schloßrandpartie nicht feststellen.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Tafel IV (I).

Dr. Josef Woldřich:
Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen.

Erklärung zu Tafel IV (I).

Bei den einzelnen Abbildungen ist die natürliche Länge oder Höhe durch einen Strich dargestellt.

Tafel V (II).

Dr. Josef Woldřich:
Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen.

Erklärung zu Tafel V (II).

		Seite	
Fig. 1.	*Pecten* (*Camptonectes*) *concentrice-punctatus Reuß*	286	[20]
	a) Linke Schale;		
	b) ein Teil derselben vergrößert, ihre Skulptur zeigend.		
Fig. 2.	*Pecten* (*Syncyclonema*) *orbicularis Sow.* Linke Schale	288	[22]
	a) Innenseite;		
	b) dieselbe, schief aufgenommen, um die zick-zackförmige Zeichnung deutlich hervortreten zu lassen.		
Fig. 3.	*Lima* (*Ctenoides*) *rapa d'Orb.* Rechte Schale	290	[24]
Fig. 4.	*Astarte elongata d'Orb.* Linke Schale	291	[25]
Fig. 5.	*Crassatelitides vendinnensis d'Orb.* Linke Schale	292	[26]
Fig. 6.	*Trapezium trapezoidale Roem.*	294	[28]
	a) Rechte Schale;		
	b) beide Schalen von oben.		
Fig. 7.	*Unicardium* (?) *Mailleanum d'Orb.* Rechte Schale	295	[28]
Fig. 8.	*Cardium cenomanense d'Orb.* Linke Schale	298	[32]
Fig. 9.	*Cardium deforme Gein.* Steinkern von der Hinterseite	299	[33]

Tafel VI (III).

Dr. Josef Woldřich:
Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen.

Erklärung zu Tafel VI (III).

		Seite	
Fig. 1.	*Ostrea vesicularis Lam.* Rechte Schale, verkleinert (etwa $^5/_9$)	300	[34]
Fig. 2.	*Exogyra haliotoidea Sow.* Rechte Schalen	302	[36]
	a) Innenseite, Vorderrand nicht gefältelt;		
	b) Innenseite, Vorderrand gefältelt;		
	c) Außenseite, Wirbel mit engen Windungen;		
	d) Außenseite, Wirbel mit breiter Windung.		
Fig. 3.	*Trochus* (*Craspedotus*) *Geslini d'Archiac*	305	[39]
Fig. 4.	Derselbe. Steinkern von oben. Erinnert an *T. Requienianus*	305	[39]
Fig. 5.	*Turbo retifer J. Böhm*	306	[40]
Fig. 6.	*Cerithium ternatum Reuß*	307	[41]
Fig. 7.	*Fusus n. sp.*	308	[42]
Fig. 8.	*Cinulia cassis d'Orb.*	309	[43]

Tafel VII.

Fr. Heritsch:
Solenopora (?) Hilberi.

Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1 und 2. Zwei Stücke von *Solenopora Hilberi n. sp.* Natürliche Größe.

Fig. 3. Querschliff } ca. 43 mal vergrößert.
Fig. 4. Längsschliff } ca. 43 mal vergrößert.

Tafel VIII.

J. V. Želízko:

Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. *Gervillia robusta n. sp.*

Fig. 2. *Gervillia Ferinai n. sp.*

Fig. 3. *Gervillia obtusa n. sp.*

Fig. 4. *Gervillia aequabilis n. sp.*

Sämtliche von Morašic stammende Originale aus der Sammlung des Herrn Schulleiters F. Ferina.

Original Figur 1 ein wenig verkleinert, Figur 2—4 in natürlicher Größe.

Pt. S. Michele
RADA DI MEZZO
Mezzo (Lopud)
Polačica
I. MEZZO (LOPUD)
S. Fermo
Pt. Kuk
Pt. Scaletta
Punta Merčica
V. BISSON
Klippen Skupieli
SCG. SKUPIELI
SCG. MARNIĆ
BOCCA DI CALAMOTTA
Pt. Poluge
Pt. Čavelika
PORTO DI CALAMOTTA
Pt. Macius
Pt. Ratac
Donje Selo
V. GORNJE SELO
Grn. Selo
I. CALAMOTTA (KOLOČEP)
Pt. Bulinak
Punta Gornja
Pt. Valdinoce
V. POLJICE
Orašac
Dobrović
Violić
Matković
Poljice
Cerjan
Soline
Malfi (Zaton)
SCG. S. ANDREA (DONZELLA)

Obere Kreide.
Sehr rascher, oft bankweise stattfindender Wechsel von Kalk und Dolomit.
Mischzone von San Andrea.

Obere Kreide.
Ältere Kalkzone von Mezzo.

Obere Kreide.
Jüngere Kalkzone von Mezzo und Calamotta.

Äolische Sande der pleistocänen Periode.

Obere Kreide.
Dolomit mit großen linsenförmigen Einschaltungen von Kalk.
Mischzone des San Fermo-Bergrückens auf Mezzo.

Obere Kreide.
Dolomitzone von Mezzo und Calamotta.

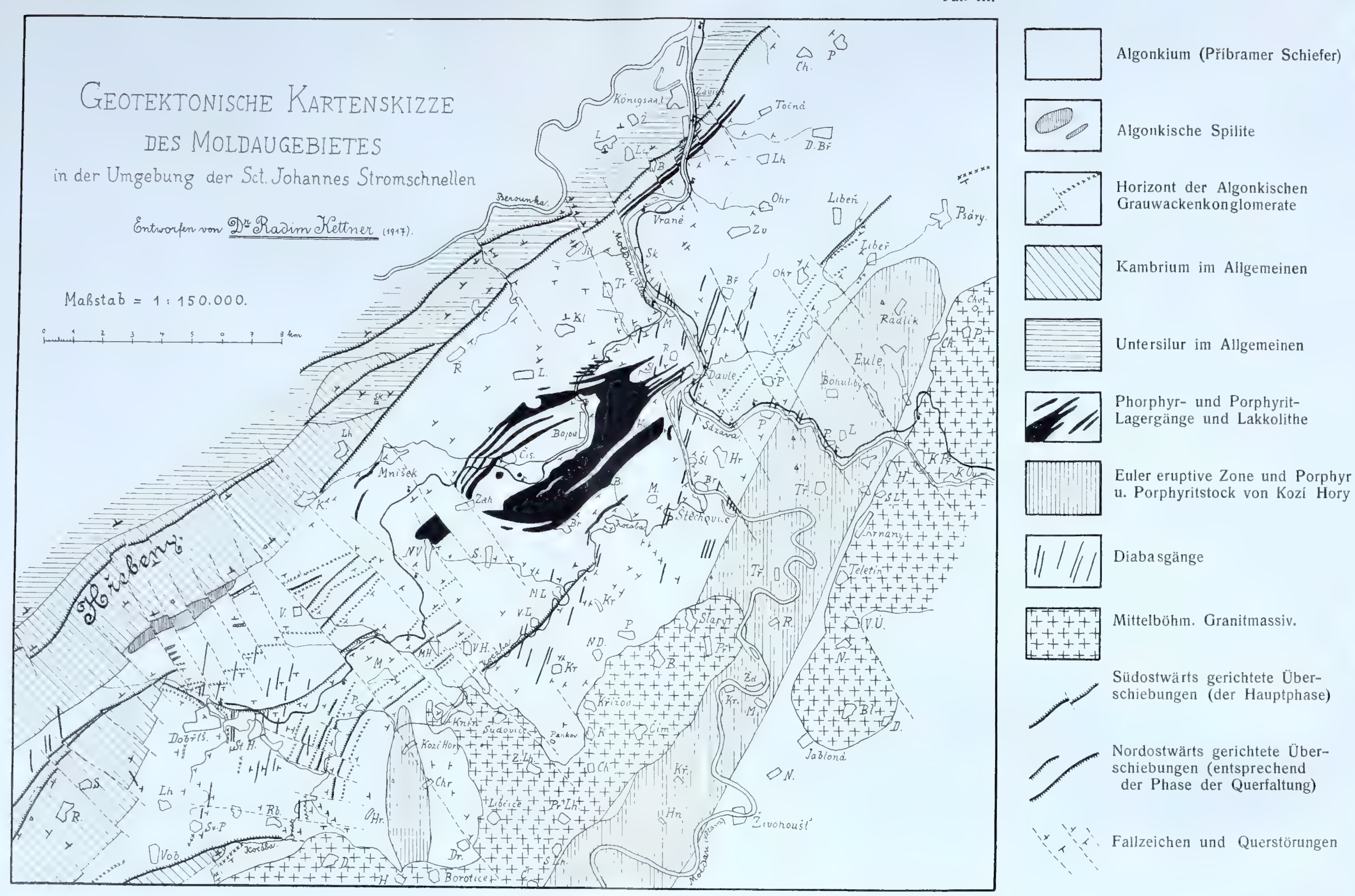
Obere Kreide.
Unregelmäßiger, verworrener Wechsel von Kalk und Dolomit.
Oberste Mischzone von Calamotta.

Konglomeratische Kluftausfüllungen nicht näher bestimmten Alters.

1 : 25000

Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institut.

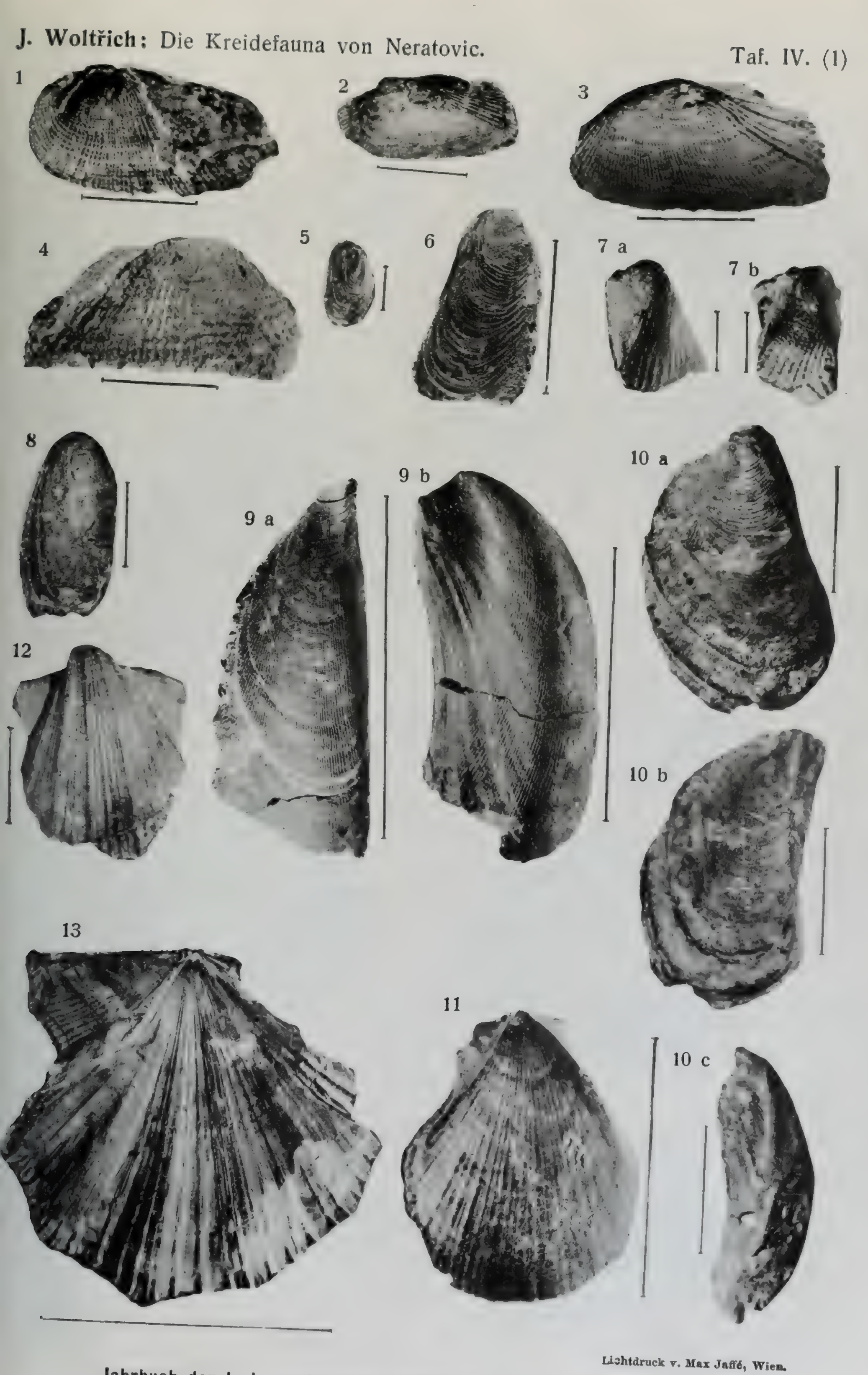




Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

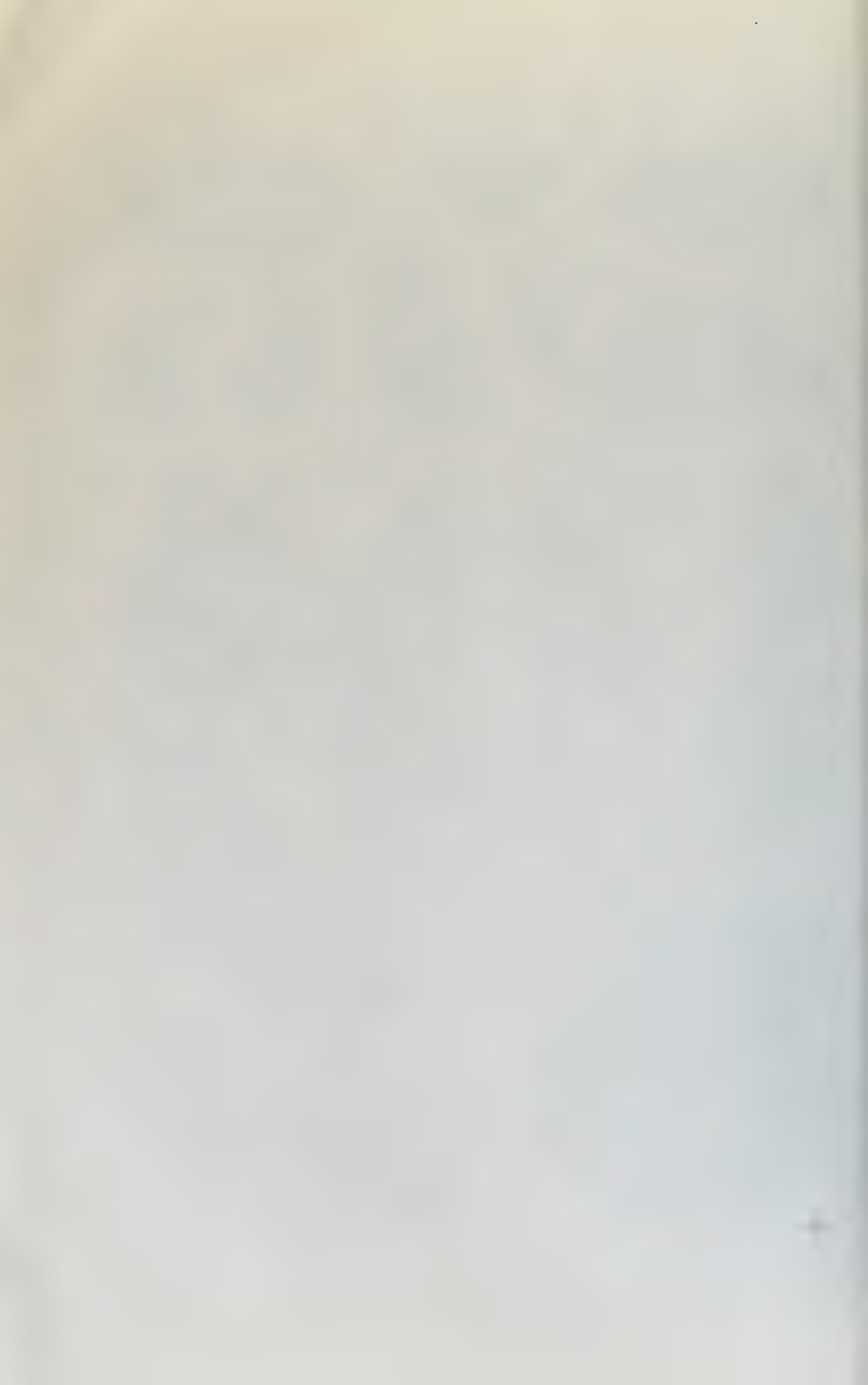
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII. 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23

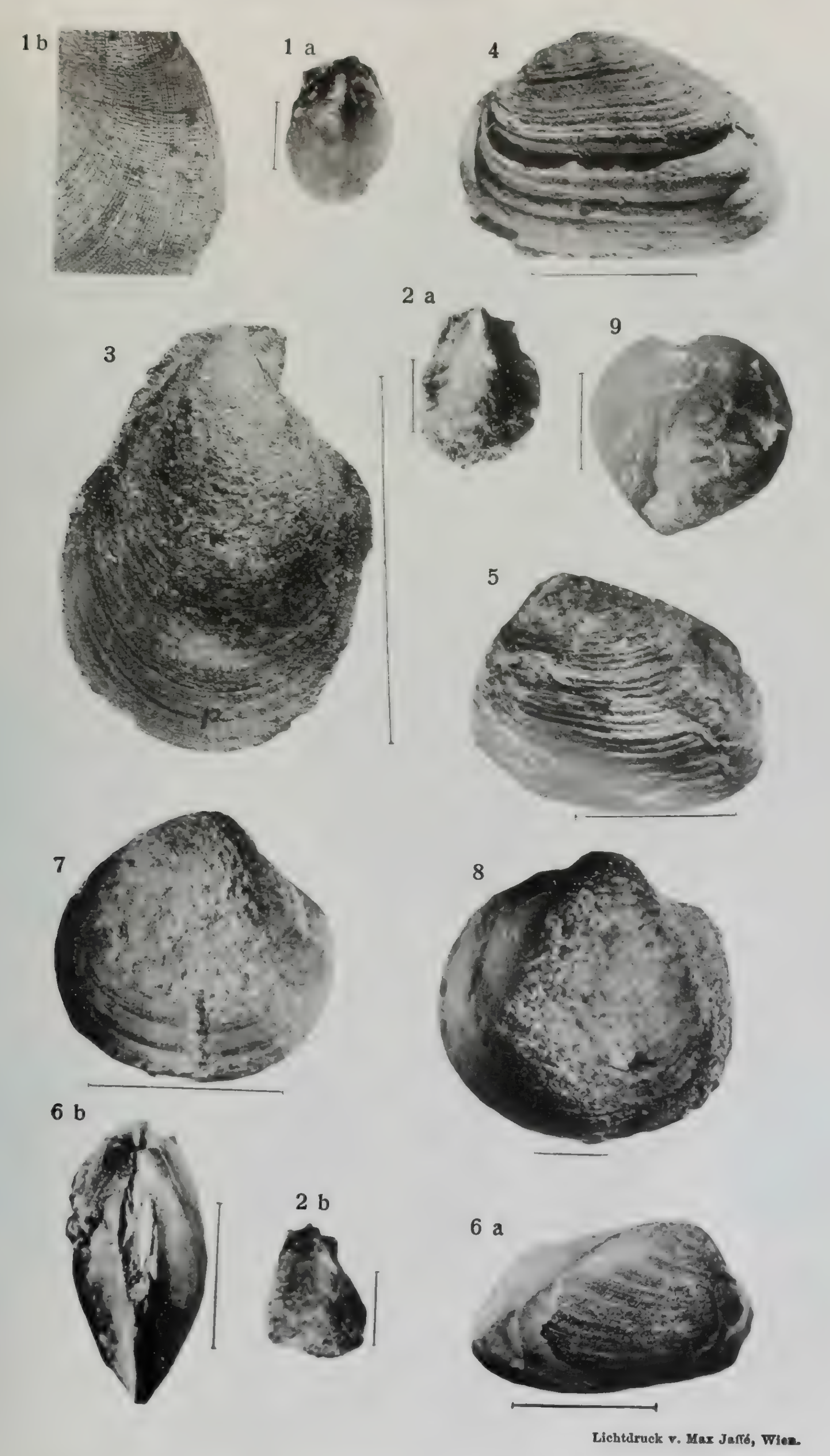




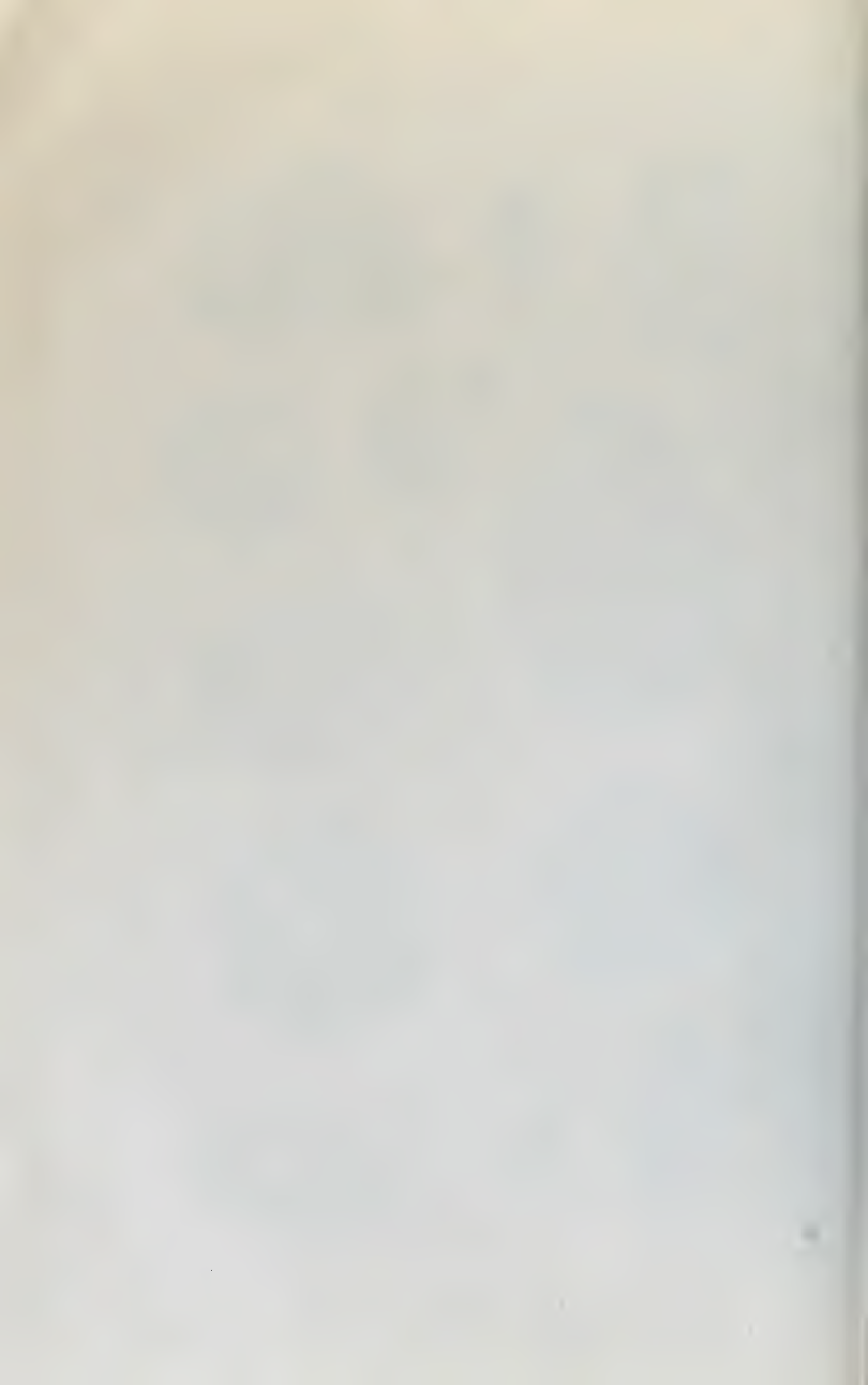
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

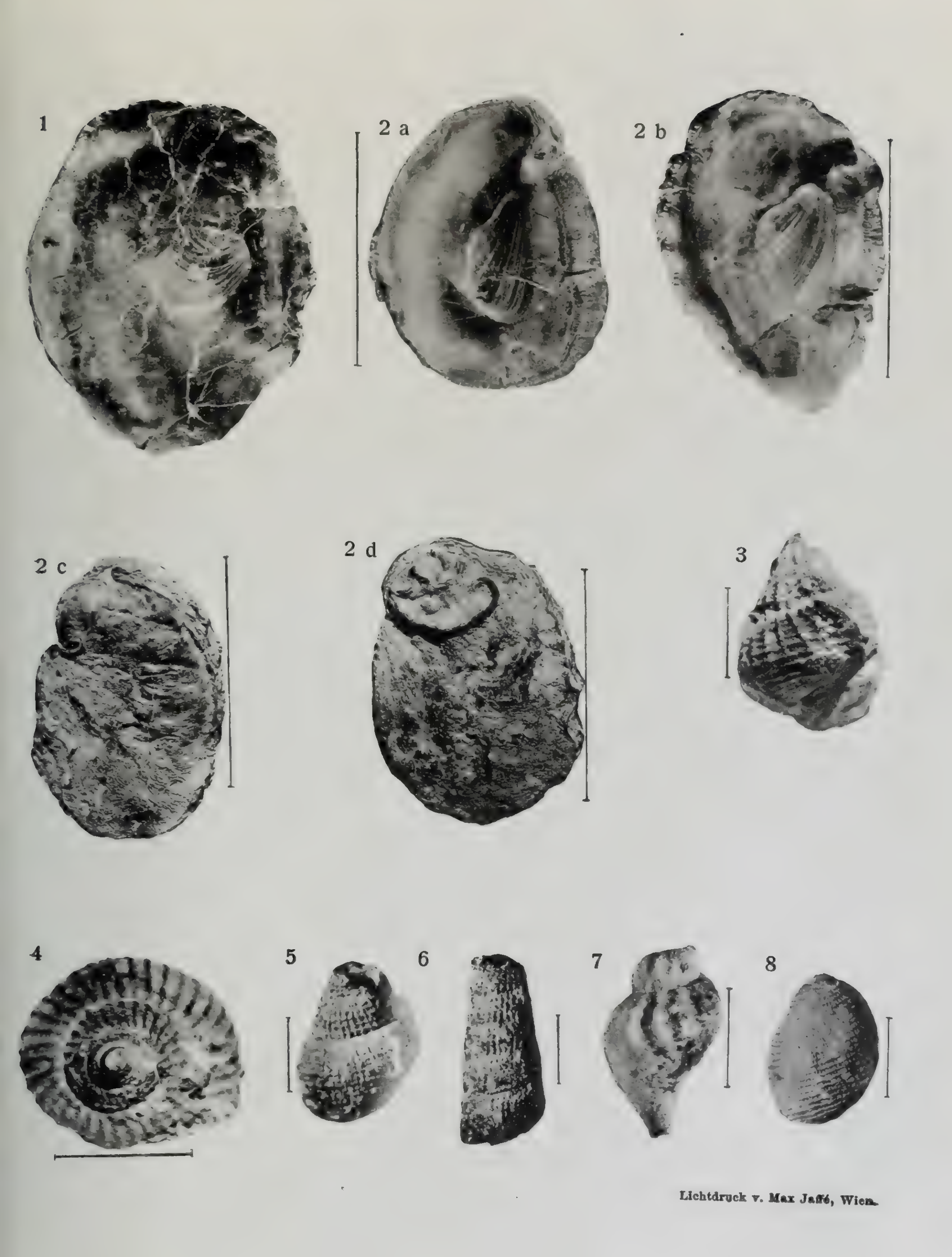
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.



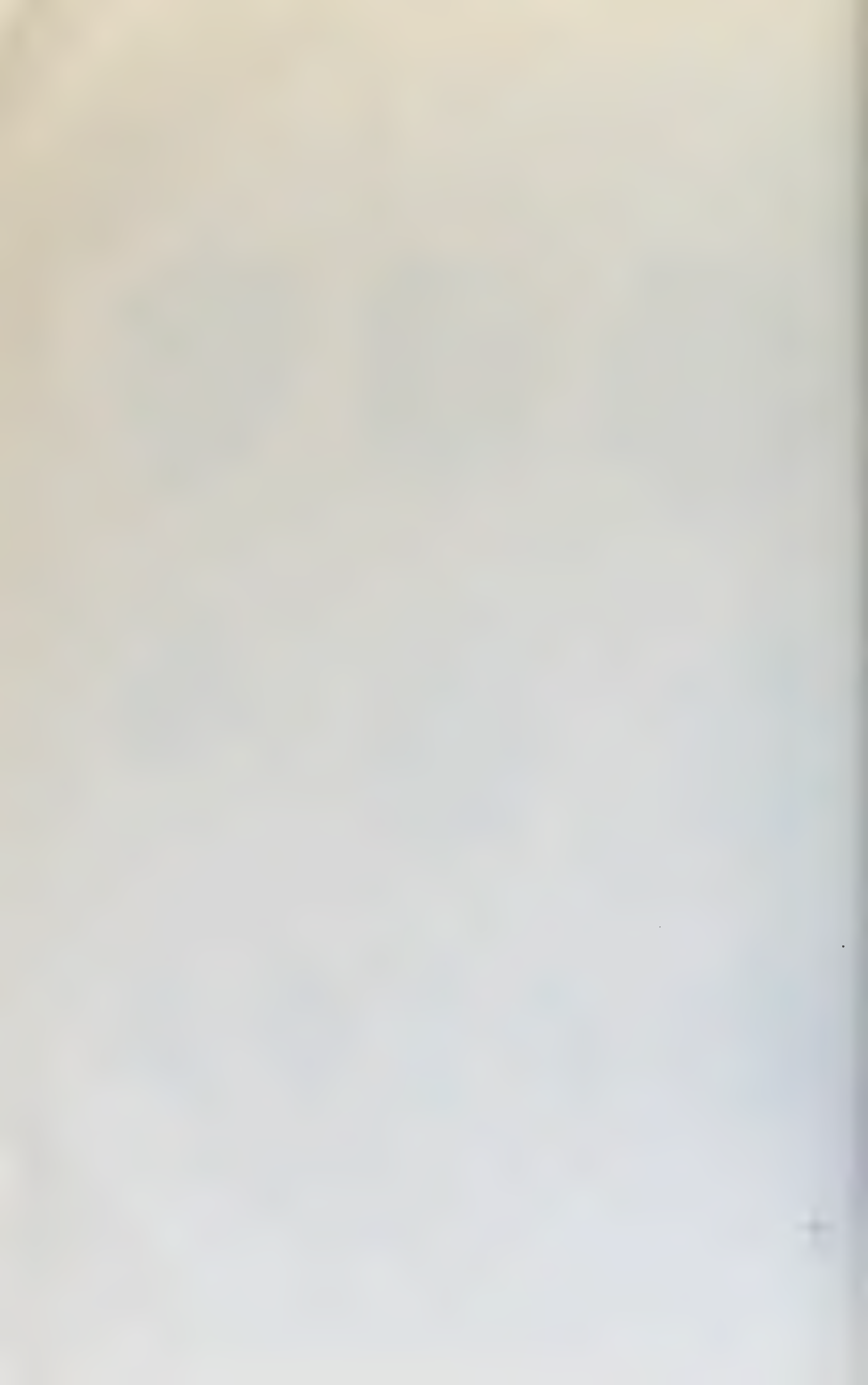


Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.





Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



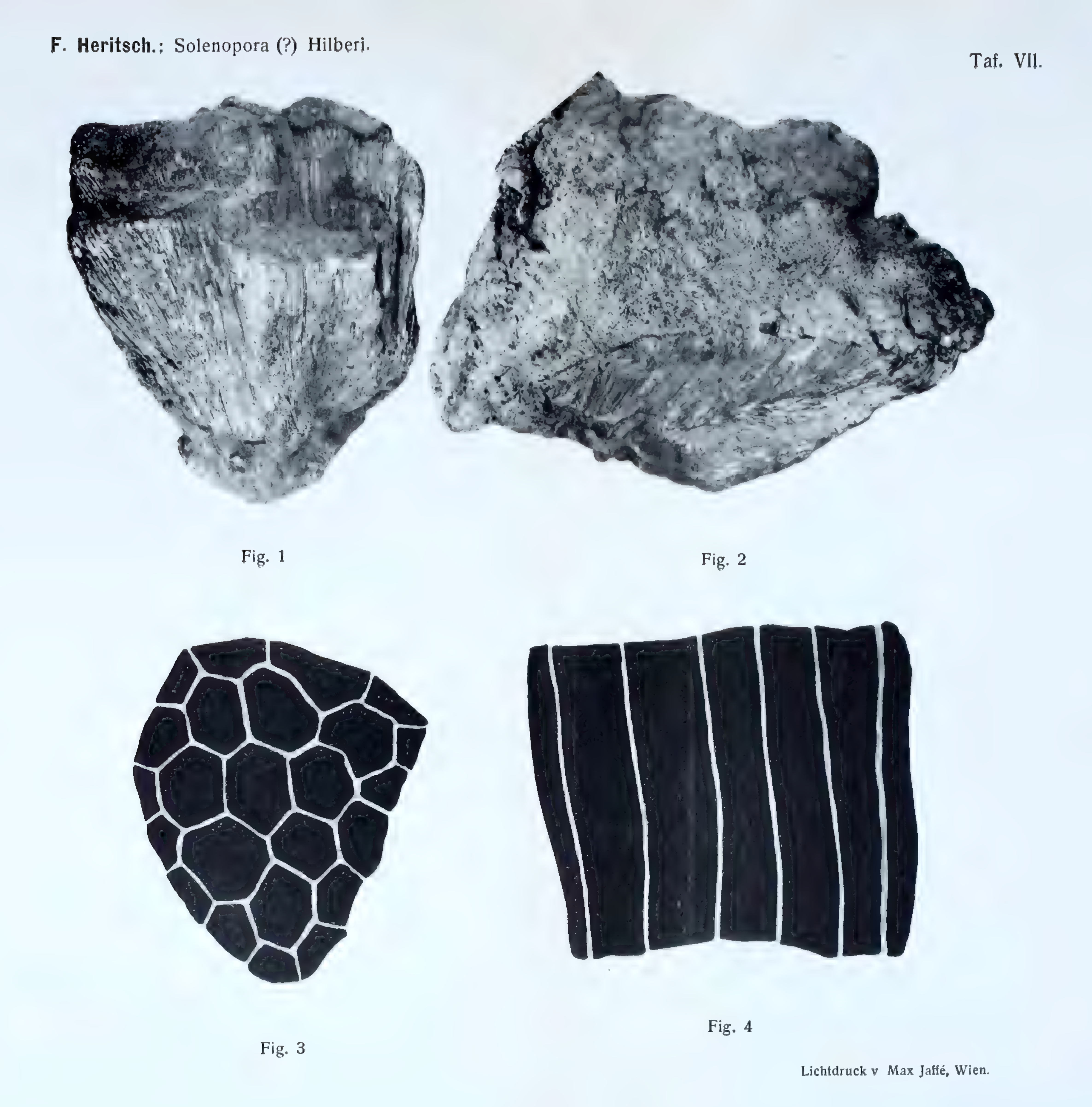


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

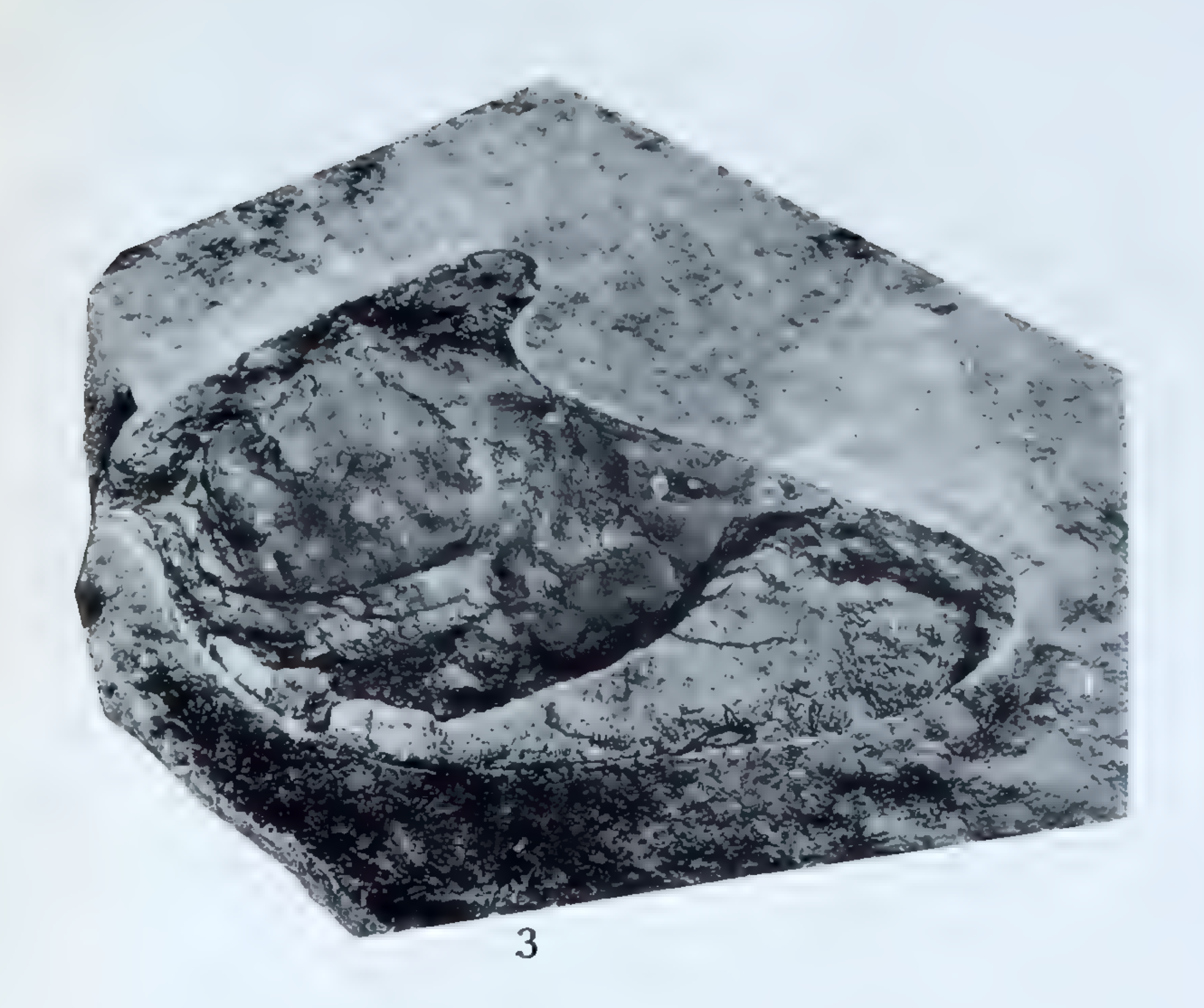
Fig. 4

Lichtdruck v Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII. 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

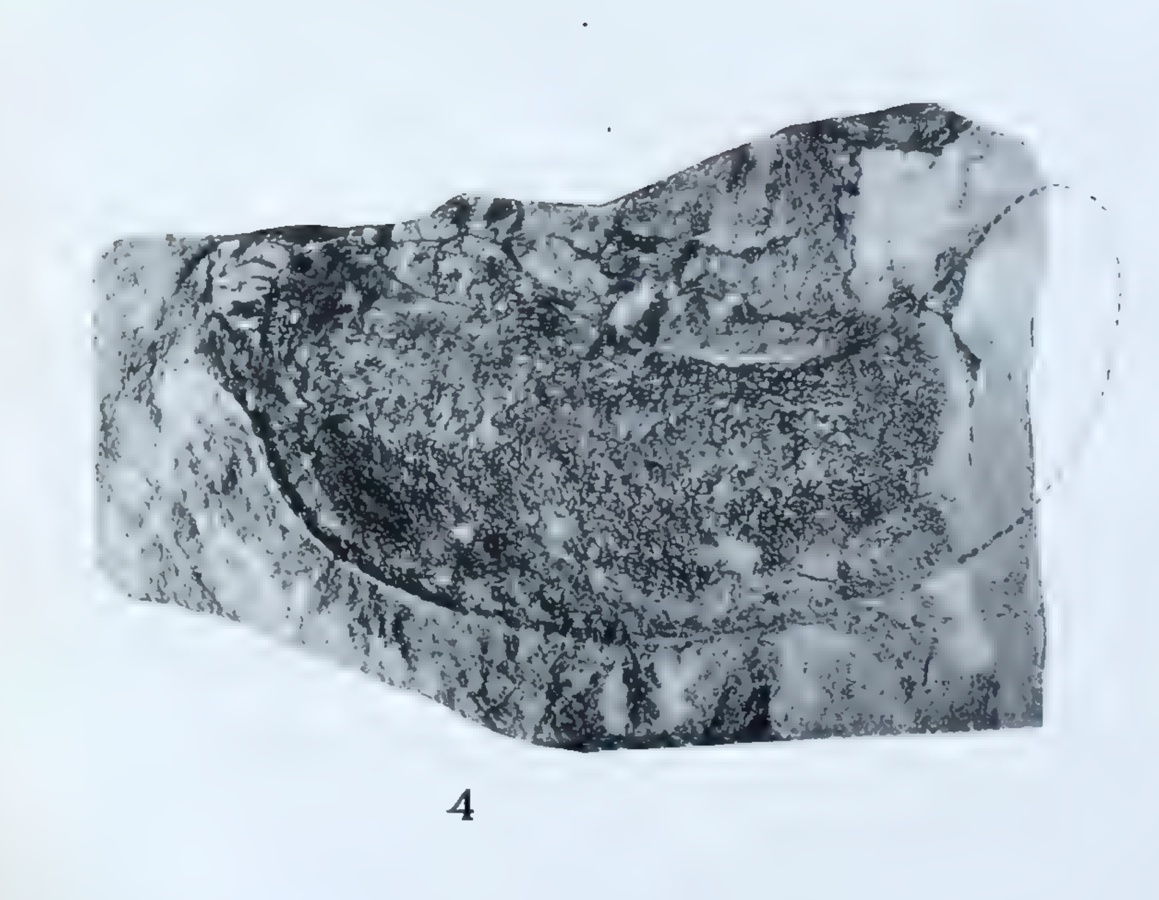


1



3

2



4

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.





Inhalt.

2. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Ausgegeben Ende September 1918.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1917. LXVII. BAND.

3. und 4. Heft.



Wien, 1918.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Ueber die alpinen Antimonitvorkommen: Maltern (Nied.-Oesterr.), Schlaining (Ungarn) und Trojane (Krain).

Nebst Mitteilungen über die Blei-Quecksilber-Grube von Knapovže in Krain.

Von Dr. Karl Hinterlechner.

Mit drei Tafeln (Nr. IX [1]—XI [3]).

Einleitung.

Der vorliegende Beitrag zur Kenntnis von alpinen Antimonitvorkommen betrifft: Maltern, Schlaining und Trojane.

1. Maltern im Bezirk Kirchschlag in Niederösterreich. Die Gegend liegt dicht an der ungarischen Grenze und gleichzeitig nahe jenem Punkt, wo diese mit der Kronlandsgrenze zwischen Niederösterreich und Steiermark zusammentrifft.

2. Schlaining (Városszalónak) ist südsüdöstlich von Maltern im Tauchental zu suchen; von dem sub 1 genannten Ort ist es nicht ganz 15 *km* (Luftlinie) entfernt und liegt auf ungarischem Boden.

3. Trojane. Die unter diesem Schlagworte zusammengefaßten Territorien sind bei Sagor a. d. Save in Krain, und zwar nahe an der krainisch-steirischen Grenze gelegen.

Bei den Studien, deren Resultat die vorliegenden Zeilen vorstellen, wurde ich in zuvorkommendster Weise von folgenden Seiten gefördert.

Zur teilweisen Bestreitung der Reisekosten gelegentlich meiner zweimaligen Studien in Ungarn wurde mir vom Herrn Hofrat Dr. Emil Tietze ein namhafter Betrag aus der Dr. Urban Schloenbach'schen Reisestipendien-Stiftung verliehen.

Die illustrativen Beilagen, die sich auf Schlaining beziehen, wurden mir in liberalster Weise von der Firma Miller zu Aichholz in Wien zur Verfügung gestellt. Beim Studium dieses Vorkommens wurde ich übrigens auf das freundlichste vom gewesenen, dortigen, militärischen Betriebsleiter dem Herrn k. u. k. Oberleutnant Ingenieur Karl Domanski und vom Herrn Dr. Ingenieur Paul Chlebus unterstützt.

In Trojane erfreute ich mich der Hilfe des Herrn Bergrates Ingenieur Jos. Kropáč, der dort damals ebenfalls als k. u. k. Oberleutnant militärischer Betriebsleiter war, und des Herrn Ingenieurs Michael Glaesener.

Ich erfülle eine angenehme Pflicht, indem ich hiermit all den Genannten meinen ergebensten Dank zum Ausdruck bringe.

I. Maltern.

Sieht man von den verschiedenen, hiesigen, seichten Schurfstellen ab, so ist mit Bezug auf die Vergangenheit als Hauptbau eine Stollenanlage anzusprechen. Diese ist im Tale, das sich von Kirchschlagel südsüdwestlich gegen Maltern hinabsenkt, gelegen. Das Stollenmundloch ist am linksufrigen Gehänge, etwa gegenüber der Kirche in Maltern zu suchen.

Bei Maltern ging der Antimonerz-Bergbau bereits in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts um. Beweis dessen ist eine Abschrift eines Freifahrung-Protokolls vom 26. Mai 1856, welche Amtshandlung von der seinerzeitigen k. k. Berghauptmannschaft in Steyr kundgemacht wurde.

Damals wurde mit einem Einbaustollen, der auf der Grundparzelle Nr. 1007 angeschlagen wurde, in der 15. Klafter ein Antimonitgang aufgefahren, „der zum Hangenden stark gewitterten Gneis zum liegenden Glimmerschiefer“ gehabt haben soll; das Streichen des Ganges soll nordsüdlich, das Verflächen flach westlich gewesen sein. „Dieser Gang wurde dem Verflächen nach bei 30 Klafter verfolgt und in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 9 Zoll anhaltend befunden.“ Auf diesen Aufschluß wurden seinerzeit vier einfache Grubenmaße verliehen.

Aus demselben Jahre stammt eine vom k. k. General-Probieramte in Wien (22. Juli 1858, Z. 42) durchgeführte, chemische Analyse des Antimonglanzes von Maltern; diese Untersuchung ergab 51% (fünfzig ein Prozent) Antimon.

Nach den Mitteilungen von A. Sigmund[1]) wurde das gegenständliche Bergwerk „in der Mitte der Sechzigerjahre des vergangenen Jahrhunderts wieder aufgelassen. Erst im Herbst 1906 ließ Herr Eisenschimmel aus Wien den alten Stollen wieder instand setzen.“ Nach den Angaben desselben Autors dürften die Arbeiten dieses zweiten Zeitabschnittes nicht von besonderem Erfolg gekrönt worden sein.

Nur die angeführte Angabe scheint mir indessen nicht viel zu beweisen. Wie es sich nämlich später gezeigt hat, soll die in Rede stehende Tätigkeit nicht einmal dem zuständigen k. k. Revierbergamt in St. Pölten zur Kenntnis gebracht worden sein. Bei einer solchen Berücksichtigung gesetzlicher Vorschriften dürfte fast selbstredend eine zielbewußte, sachliche Arbeit als ganz ausgeschlossen zu betrachten

[1]) „Die Minerale Niederösterreichs“ 1909. Wien. F. Deuticke. S. 32.

sein, und ich glaube niemandem ein Unrecht zu tun, falls ich auf Grund der ganzen Grubenanlage, wie ich sie im Jahre 1915 noch vorfand, von einem planmäßigen, älteren Betrieb (speziell dieser Epoche) keine hohe Meinung habe.

Eine dritte Bauperiode, wenn wir vorläufig dafür diesen Ausdruck überhaupt mit Recht gebrauchen dürfen, wurde von Herrn Arthur Leiser (aus Berlin) im Jahre 1915 eingeleitet; selbe zeitigte bis jetzt überhaupt noch keine Resultate. Heute (Anfang 1918) ist sie indessen noch nicht als definitiv abgeschlossen aufzufassen, da sich um das Objekt neuerdings angeblich leistungsfähiges Kapital interessiert. Ende 1917 wurde jedoch im Betriebe nicht gearbeitet; es sollen die entsprechenden Arbeitskräfte gefehlt haben.

Die ältesten, geologischen Mitteilungen, welche sich auf das einschlägige Gebiet beziehen, stammen meines Wissens von Joh. Cžjžek[1]). Dabei sei bemerkt, daß gerade die Gegend bei Maltern für diese Zwecke unter seiner Leitung D. Stur untersuchte.

Die grundlegenden Gedanken ihrer Arbeiten spiegeln sich noch in der F. v. Hauer'schen Uebersichtskarte der ganzen Monarchie. Damals gelangten hier zur Ausscheidung: Gneis (westlich von Maltern), Glimmerschiefer und Amphibolite, die den beiden ersteren Felsarten eingelagert sind.

Das unmittelbar angrenzende, ungarische Gebiet kartierte später K. Hoffmann[2]), wobei er von J. Stürzenbaum und Béla v. Inkey unterstützt wurde.

Das gegenständliche Kartenblatt: „Umgebung von Oedenburg (C 7)", wurde im Jahre 1880 von der kgl. ung. geolog. Anstalt publiziert (1 : 144.000). Dasselbe reicht nur bis zur Grenze von Niederösterreich, allein die Lage von Maltern ist mit Bezug auf diese, wie schon angedeutet wurde, derartig, daß die in Rede stehende Aufnahme unbedingt schon da Berücksichtigung verdient. Dies um so mehr deshalb, weil sie in petrographischer Hinsicht vorläufig die beste Darstellung des bezüglichen, nachbarlichen, auch hier interessierenden Territoriums vorstellt, und da die Situation auch sonst derartig ist, daß seinerzeit auch Maltern von Hoffmann in seine Besprechung einbezogen wurde.

Während Cžjžek zwischen Maltern und Dreihütten noch Gneise ausschied, verzeichnete Hoffmann in diesem Gebiet Glimmerschiefer. Ganz neu ist seine dortige Angabe von Serpentin, von Kalkglimmerschiefer und ostnordöstlich von Maltern eines Chloritschiefer-Vorkommens. Den Cžjžek'schen Gneis vertritt also Hoffmann bei Maltern nicht mehr.

Aus guten Gründen sei noch erwähnt, daß Hoffmann in Rettenbach und dicht südlich bei Stuben, also in der Furche des Stubner Baches (Bernstein W und fast N) je eine Mineralquelle verzeichnete.

---

[1]) „Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, 5 Bd., S. 465—526.

[2]) „Mitteilungen der Geolgen der k. ungarischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten im Jahre 1876." Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1877, S. 14—22.

Nach Hoffmann beschäftigte sich mit der Gegend bei Maltern M. Vacek. Seine Deutung der geologischen Verhältnisse dieser Gegend ist in den Verhandlungen[1]) unserer Anstalt und in dem von ihm geologisch aufgenommenen Anteil des Spezialkartenblattes Hartberg und Pinkafeld (Zone 16, Kol. XIV) gesichert.

Sofern wir für unsere Zwecke von den tertiären Sedimenten absehen dürfen, besteht die Gegend (süd) südöstlich von der Linie Hochneukirchen (Maltern) — Kirchschlag in der Richtung über Berstein (Borostyánkö) gegen Schlaining, also weit über die ungarische Grenze hin, im Sinne des genannten Forschers zu einem sehr großen Teil aus gleichen Felsarten, und zwar aus:

1. Granitgneis,
2. Kalk, bzw. Kalkglimmerschiefer und
3. aus örtlichen Serpentin-Vorkommen.

Im Zusammenhange damit sei ferner gleich hier bemerkt, daß auch Vacek mehrfach Mineralquellen verzeichnete, und zwar: im Tauchental nördlich beim Antimonitbergwerk Neustift[2]), bei Jurmannsdorf (Gyimotfalva), in Tatzmansdorf (Tarcsa) und bei Ober-Schützen, wo schon die topographische Unterlage Sauerbrunnen anzeigt.

Während man es der Hoffmann'schen Karte deutlich anmerkt, daß sich ihre Autoren stets bemühten, petrographische Erkenntnisse nach Tunlichkeit detailliert zur Ausscheidung zu bringen, ist das von M. Vacek verfolgte Ziel ein wesentlich anderes. Die Tendenz seiner oben angeführten Arbeiten ist im Grunde stratigraphisch. Das ganze Rosaliengebirge zergliedert er „in sechs stratigraphisch selbständig auftretende Schichtsysteme“ (1891, S. 310). Bei diesem Vorgange werden mitunter Felsarten zusammengezogen, deren Vereinigung vom petrographischen Standpunkte und aus praktischen Gründen nicht als sehr wünschenswert zu bezeichnen ist; ich meine speziell die ganze Gruppe der Chloritschiefer, die Vacek mit seiner Kalkphyllitserie vereinigt, obschon sie vor ihm von Hoffmann, soviel mich meine örtlich gesammelten Erfahrungen lehren, sehr schön von den Phylliten getrennt wurde.

Bevor ich meine eigenen Beobachtungen zur Sprache bringe, möchte ich nun noch auf folgende Umstände verwiesen haben.

Wie es im II. Teile dieser Zeilen zu beleuchten sein wird, besteht noch heute bei Schlaining ein Antimonerzbergbau der Firma Miller zu Aichholz (Wien). Ferner sei darauf verwiesen, daß im Distrikte Maltern — Schlaining — Bernstein in der Vergangenheit vielfach Antimonbaue existierten. Speziell seien erwähnt: 1. Bernstein selbst; 2. Neustift, wo sich die alte Grube der Firma Miller zu Aichholz befand; 3. Unter-Kohlstätten

[1]) „Ueber die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges.“ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1891, S. 309—317. Speziell: 2. Das Kalkphyllitsystem S. 313 und „Ueber die kristallinischen Inseln am Ostende der alpinen Zentralzone.“ Verhandl. 1892, S. 367—377.

[2]) Erscheint bereits bei Hoffmann in der Karte angegeben.

(Alsó-Szénégetö), wo auf Antimon geschürft wurde; 4. südlich Goberling (Göborfalva), wo man angeblich Antimon in zwei Gängen gefunden hat (Mächtigkeit 5—15, resp. 20 *cm*); 5. westlich Glashütten und 6. an zwei Stellen nördlich von der Linie Rauriegel — Mönchmeierhof (Baratmajor).

In der unmittelbaren Nachbarschaft der Serpentine treten bei Bernstein und Glashütten ferner Kies-Lagerstätten auf. Schon Hoffmann konstatierte da (l. c. S. 18) Pyrit mit wenig Kupferkies und Quarz in lagerartigen Imprägnationszonen. Nach seiner Ansicht wären diese an Chloritschiefer gebunden.

Das Vorkommen von Glashütten kenne ich auf Grund eigener Studien. In der dortigen Grube der Firma Miller zu Aichholz tritt der Schwefelkies tatsächlich im Chloritschiefer auf; weiter östlich findet man indessen Reste von Pyrit (imprägnationsartig) auch im Phyllit (Kalkphyllitzone). Dieses Gestein ist da wie zerfressen-löcherig und mit Limonit mehr oder weniger erfüllt. Manchmal ist der Träger des letzteren ein Quarzgerüst.

Nur nebenbei sei bemerkt, daß in der Grube bei Glashütten als Zersetzungsprodukt des Kupferkieses Malachit vorkommt. Obertags fand ich aus leicht verständlichen Gründen den letzteren nicht.

Das in Rede stehende, ungarische Grenzgebiet des Eisenburger Komitates gehört dem sogenannten „Rechnitzer Schiefergebirge“ an. Schon die angefürte ältere Literatur spricht an und für sich dafür, daß sich gewisse Glieder der dortigen Schieferserie „aus der Gegend von Bernstein gegen Nord“ ausdehnen „und zwischen Maltern und Steinbach auf österreichisches Gebiet“ übergreifen. Der westliche Teil des Rechnitzer Schiefergebirges stellt nun nach A. Schmidt anerkanntermaßen[1]) den Sitz eines bedeutenden Antimonerzbergbaues wie auch von Antimonproduktion vor, wobei der Antimonit nur einen Teil der dortigen Sulphide im allgemeinen repräsentiert. Aus der bisherigen Uebersicht erhellt deshalb, daß Maltern und seine Umgebung eigentlich nur ein nordwestliches, österreichisches Grenzgebiet, also eine nordwestliche Fortsetzung des entsprechenden, ungarischen Territoriums auch in montangeologischer Hinsicht bildet.

Die Felsarten, mit denen ich es in der Umgebung von Maltern zu tun hatte, erwiesen sich in der Hauptsache als: Chloritschiefer, Phyllit nebst einer verschieden gearteten Serie von Kalken und als Serpentin.

Zwischen Hochneukirchen und dem südlich davon gelegenen Scheibenbauer ist ein großer Teil der dortigen Gesteine als Chloritschiefer anzusprechen. Derselbe ist verschieden (grau-) grün gefärbt mit deutlich dünnschiefrigem Gefüge. Auf dem Hauptbruch hat er zum Teil Seidenglanz. Wird dabei die Farbe (schmutzig) dunkelgrün, so kann er sehr leicht mit dem ebenfalls vorhandenen Phyllit von verschieden dunkler Farbe verwechselt werden. Auf mikrosko-

[1]) A. Schmidt, „Ueber einige Minerale der Umgebung von Schlaining“. eitschr. für Kristall. und Mineralogie. (P. Groth.) 29. Bd. 1898, S. 193—212.

pischem Wege erkennt man in den Chloritschiefern oft sehr große Massen von Epidot und daneben manchmal auch Kalzit. Die Epidotmenge kann so zunehmen, daß man es mit einem Epidotchloritschiefer zu tun bekommt; dabei geht dann die Chloritmenge sehr zurück. Alles in allem sind demzufolge zumindest gewisse Ausbildungen des gegenständlichen Chloritschiefers sehr *Ca*-reich.

Chloritschiefer von gleichem Habitus findet man ferner auch auf der Wegstrecke vom Scheibenbauer bis Maltern.

Im Gebiet zwischen den beiden letztgenannten Lokalitäten verzeichnet M. Vacek bereits seine Kalkglimmerschiefer. Dies steht zu meinen Beobachtungen in einem gewissen Gegensatz, allein nur in einem teilweisen, denn ich fand hier auch Vertreter der Kalkphyllitserie; übrigens nahm aber M. Vacek (l. c. 1891, S. 313) folgendermaßen in dieser Hinsicht Stellung.

„Wie bereits erwähnt, tritt in einem beschränkten Bezirke ein System von vorherrschend grünen, chloritischen Schiefern auf, welche stellenweise sehr viel Kalk aufnehmen, ja in einzelnen Horizonten in unreine, glimmerreiche, plattige Kalke übergehen."

In dem von mir besuchten Gebiet fand ich eine derartige Kalkbank z. B. beim Scheibenbauer. Es handelt sich da um einen bräunlichgrauen Kalk, der offenbar einen Horizont der chloritischen, weiter nordwärts vorhandenen Schiefer vorstellt und der ganz leicht ein paläozoisches Gebilde repräsentieren könnte. Selbstverständlich kann ich indessen auf Grund einer derartigen, singulären Beobachtung zu dieser Frage gar nicht Stellung nehmen.

Im Gelände südlich vom Scheibenbauer und gleichzeitig nördlich von K. 642 konnte von mir ein schiefriger Granitit nachgewiesen werden. Das Gestein ist mittelkörnig, hellgrau gefärbt und bekommt durch den dunklen Glimmer einen Stich ins Grünliche. Der Glimmer ist nämlich fürs freie Auge grünlich gefärbt und tritt sehr gern streifenweise etwas angereichert auf.

Schon hier sei schließlich bemerkt, daß man an dem Wege von Hochneukirchen nach Maltern in der (namentlich südlichen) Umgebung des Scheibenbauers viel Gangquarz nachweisen kann. Eine Tatsache, die mit den Lagerungsverhältnissen in dieser Gegend ganz gut in Einklang zu bringen ist, wie dies später gezeigt werden soll.

Während die wirkliche Natur des Kalkphyllites manchmal, z. B. bei K. 729, zwischen Hochneukirchen und der Siedelung Scheibenbauer, fürs freie Auge noch zweifelhaft sein kann, ist dies bei der Kirche in Maltern nicht mehr der Fall.

In der besagten Gegend fand ich neben einem grauen Kalkschiefer einen hell graugelben Kalkstein. Mit kalter, verdünnter Salzsäure brausen beide Modifikationen überaus lebhaft.

Das hell graugelbe Gestein ist es nun, das auf dem östlichen Gehänge des Tales Kirchschlag—Maltern für uns die Hauptrolle spielt. In dieser Felsart ist meines Wissens (bis 1916, Frühjahr) der Stollen vorgetrieben gewesen, im Verbreitungsgebiete dieses Kalkes liegen noch jetzt erkennbare Schürfe obertags, und diese

Sedimente sind bis jetzt hier allein erzführend gefunden worden; anderwärts scheint man den Antimonit gar nicht gesucht zu haben.

Nach K. Hoffmann (l. c. S. 18) wären diese Kalkvarietäten als Dolomite anzusprechen, denn er vertritt diesbezüglich folgende Ansicht: „Die Erze treten in einer Zone von Klüftchen in einem Dolomitlager auf, in dessen Liegendem Chloritschiefer und Tonglimmerschiefer folgen.“ Verfasser der vorliegenden Zeilen hat die beiden letzteren Felsarten in der Grube nicht gesehen. Man muß es jedoch wissen, daß zur Zeit der Befahrungen meinerseits noch nicht der ganze alte Bau ausgeräumt war.

Obertags fand ich die ersten Aufschlüsse in dem gegenständlichen Kalkstein gleich hinter den östlichsten Häusern von Maltern.

Verfolgt man den Weg von Maltern in der Richtung der dortigen Grenze (gegen Ungarn) ostwärts, so stößt man noch vielfach auf denselben Kalk. Dabei bleibt er nicht immer ganz gleich ausgebildet, da er in verschiedenen Mengen Quarz und auch etwas serizitisch-chloritisches Material erkennen läßt. Die Ausbildung kann dadurch von der Natur eines Kalkes sogar so stark abweichen, daß man mit der Bezeichnung Kalkstein kurzweg nicht mehr auskommt (quarz-, resp. glimmerführender Kalkstein). Ob die Verunreinigungen des Kalkes durch Quarz und serizitähnliche Substanz wirklich primärer Natur sind, lasse ich dahingestellt. Vielleicht liegen nämlich da Neubildungen (besonders eine Verquarzung) vor. die genetisch mit der Erzbildung in ursächlichem Zusammenhange stehen. Dies wäre dann vielleicht eine Verdrängung der Kalksubstanz durch Quarz und glimmerig-chloritischen Ersatz, welcher als eine Vertretung für besondere Gangarten aufzufassen wäre.

Das Gehänge östlich oberhalb Maltern besteht indessen nicht ausschließlich aus dem erwähnten (unreinen) Kalkstein. Wie zwischen Hochneukirchen und Maltern, so treten auch da phyllitische Felsarten auf. Nördlich vom nördlichen Ende von Dreihütten fand ich sogar Lesesteine, die Glimmerschiefer-Charakter zeigen, mit Spuren eines Minerals, das ich für Granat halte.

Der voranstehend erwähnte Weg senkt sich von den Häusern auf der Anhöhe, ohne die politische Grenze erreicht zu haben, wieder nach Kirchschlagel hinab ins Tal. Dieser Teilabschnitt liegt ganz im Phyllit. Lesesteine davon findet man auch in der Umgebung des Grabens, der in die östliche Lehne zwischen Maltern und Kirchschlagel eingeschnitten ist. Zwischen dem gegenständlichen Graben und der Gegend bei Kirchschlagel fand ich den Kalk aus dem Stollenbereich nicht mehr. — Diese Verhältnisse sprechen dafür, daß die zitierten Hoffmann'schen Angaben demnach wahrscheinlich den Tatsachen entsprechen dürften.

Nach der Auffassung M. Vaceks ist die Kalkphyllitserie im allgemeinen gegen Ostsüdost geneigt. Schon nach seiner graphischen Darstellung liegt jedoch speziell bei Maltern eine kleine Ausnahme davon vor. Die dortigen Kalke kommen nämlich mit der Terraindarstellung in der Weise zur Verschneidung, daß man dafür ein

mehr oder weniger westliches Verflächen ableiten muß. Ich beobachtete folgendes.

Bei Punkt 729, südlich Hochneukirchen, streichen Kalkphyllite nach h 3 und verflächen südöstlich ziemlich flach. Zwischen diesem Punkte und dem Scheibenbauer streichen die Schiefer beiläufig nördlich und verflächen westlich etwa 30°. Auf der Anhöhe südlich von der letztgenannten Siedelung verflächen sie bei 10—20° Neigung nordöstlich. Auf dem Gehänge oberhalb Maltern wird dagegen das Streichen wieder fast nördlich mit westlichem Verflächen; einmal 20°, ober der Kirche 50°. Auf dem rechtsufrigen Talgehänge fand ich bei Kirchschlagel südöstliches Verflächen (40°) der Phyllite; ähnliche Lagerungsverhältnisse, Streichen h 5, wurden auf der Anhöhe oberhalb Maltern gefunden. Bald hinter den letzten Häusern von diesem Dorf konstatierte ich dagegen ein Streichen nach h 3 mit nordwestlichem Einfallen.

Diese Daten beweisen, daß die Lagerungsverhältnisse, selbst auf eine relativ kleine Fläche bezogen, bedeutend komplizierter sind, als man es von vornherein annehmen möchte. Dabei fällt es namentlich auf, daß zwischen den beiden Gehängen am Bache: Kirchschlagel—Maltern ein unverkennbarer Gegensatz besteht. Die plausibelste Erklärung dafür erblicke ich deshalb in der Annahme einer Störung, die mit der Achse dieser Talfurche mehr oder weniger zusammenfällt. Damit stimmen auch folgende Tatsachen überein.

In erster Linie sei bemerkt, daß die Lagerungsverhältnisse in dem Schurfstollen sehr unregelmäßig sind; da liegen örtliche Störungen ganz gewiß vor.

Zudem kommt die Tatsache, daß bei Maltern ein Säuerling nachweisbar vorhanden ist. Diesbezüglich möchte ich folgende Beobachtungen anführen.

Die gegenständliche Quelle befindet sich schon im Tauchental, allein ganz nahe der Mündung des Seitentales Kirchschlagel—Maltern in das erstere. Sie ist am Wege durch das obere Tauchental auf dem rechten Bachufer und nur wenige Schritte vom offenen Wasserlaufe noch im Alluvium zu suchen. Auf die dortige Säge bezogen, liegt sie westlich davon. Die in Rede stehende Quelle ist an und für sich nur primitiv in Holz gefaßt; zur Zeit meines Besuches war noch diese Fassung beschädigt.

Der Geschmack des Wassers war deutlich säuerlich und in Intervallen stiegen aus dem Boden Blasen empor, die ganz gut Kohlensäure gewesen sein können. Ohne den Luftdruck messen gekonnt zu haben, wurden folgende Temperatur-Relationen am 21. Dezember 1916 mit einem Schleuderthermometer bestimmt:

Luft	0° C
Bachwasser	4° C
Quellwasser	8° C.

Die Bevölkerung kennt diese Quelle, und das Wasser wird als erfrischendes Getränk gern gebraucht. Aus diesem Grunde ist sie sogar gegen den Zutritt von Vieh etwas gesichert

Auf die Bedeutung dieser Beobachtung wird später eingegangen werden.

Wie ich es schon andeutete, ist die Umgebung der in der Karte (1 : 75.000) als Scheibenbauer benannten Siedelung relativ reich an Gangquarz. Letzteres und die dortigen Lagerungsverhältnisse sprechen genug deutlich dafür, daß da einerseits Störungen des Schichtsystems und anderseits damit in ursächlichem Zusammenhange stehende Spaltenfüllungen existieren.

Die am Anfange dieser Zeilen erwähnte, amtlich beurkundete Tatsache, daß bei Maltern einst ein Antimonitgang, also eine Spaltenfüllung vorhanden war, ferner die Existenz eines Säuerlings und von Störungen im Bereiche von Maltern, sowie in dem Schurfstollen und schließlich (vielleicht auch) die Gangquarzbildungen beim Scheibenbauer, all diese Umstände beweisen es, daß bei Maltern tektonische Linien angenommen werden müssen, obschon meine bisherigen Beobachtungen gerade in dieser Hinsicht noch manches zu wünschen übrig lassen.

Wie diese Ableitung zu verwerten ist, dies soll später beleuchtet werden.

* * *

Bis zum Frühjahr 1916 fand ich bei Maltern das Antimon in sulphidischer und in oxydischer Form (Antimonit, Stiblith) nebeneinander.

Der Antimonit lag in Form derber, strahliger Aggregate vor. Die stengeligen Gestalten der letzteren zeigen höchstens Prismenflächen mit vertikaler Reifung. Nicht selten sind die Prismen verbogen, was offenbar auf Gebirgsdruck zurückführbar ist.

Durch die Oxydation des Antimonites entsteht daraus untergeordnet der Stiblith; dieser ist von erdigem Habitus und im allgemeinen von gelber Farbe (gelblichweiß bis schwefelgelb). In der Grube ist dieses Mineral sehr leicht zu übersehen oder mit dem gelblichen Kalkstein zu verwechseln. Durch letzteres kann es sehr leicht zu einer sehr gewaltigen Ueberschätzung des Objektes kommen.

Die Form der sulphidischen, also der primären Erzkörper als solcher ist unregelmäßig knollig, linsenförmig oder von verschiedener, blockartiger Gestalt; ihre Dimensionen waren vorderhand keine größeren. Die größten Linsen waren etwas über kopfgroß. Manchmal kleidet der Antimonit überhaupt nur Klüfte und Sprünge aus, in welchen Fällen er dünne Ueberzüge vorstellt. Der Stiblith kann Ueberzüge des Antimonites bilden. Wo und ob der einst abgebaute Gang wirklich vorlag, konnte von mir nicht mehr überprüft werden.

Nach A. Sigmund wird das Erz in kleinen Nestern oder Striemen von Zinnober begleitet. In einem speziellen Falle untersuchte Herr F. C. Eichleiter eine geringfügige Menge einer zinnoberähnlichen Substanz, wofür ich dem Genannten hier bestens danke; diese letztere war indessen eine Eisenverbindung.

Demgegenüber sei aus einem später zu beleuchtenden Grunde auf die nachstehende Angabe K. Hoffmanns (l. c. S. 18) verwiesen, die, wie folgt, wörtlich lautet: „Hier tritt neben Antimonglanz

Zinnober etwas reichlicher auf, und einmal wurden sogar einige Zentner Quecksilber aus dem letzteren destilliert."

Schon Sigmund gab schließlich auch Pyrit für Maltern an. Der Schwefelkies ist indessen nur ein spärlich vorkommendes Begleitmineral ohne jede praktische Bedeutung.

Die vollständige Erörterung des Vorkommens würde nun noch eine Besprechung des genetischen Problems erheischen. Da Maltern förmlich zu einer Erzprovinz gehört, dessen wichtigste Gegend Schlaining vorstellt, aus diesem Grunde möchte ich die einschlägigen Fragen erst im zweiten Teile dieser Zeilen einer Lösung näher zu bringen versuchen.

II. Schlaining (Városszalónak).

Unter der Bezeichnung Antimonitvorkommen von Schlaining sind zwei Lagerstätten zu verstehen. Beide liegen nördlich von diesem Ort und folgendermaßen beiderseits vom Tauchenbach.

a) Zwischen der Straße von Schlaining nach Mariasdorf (Mariafalva) und dem Tauchental wurde seinerzeit das Neustifter Vorkommen, auch Vorkommen von Bergwerk oder Bánya genannt, südöstlich von Neustift (Szalonoknal Ujtelek) in einer Erstreckung von etwa 3 *km* abgebaut. Eine gute Vorstellung bekommt man davon an der Hand des Aufrisses der „Antimonlagerstätte und des Grubenbaues in Bánya" (Bergwerk) nach Rambousek; vgl. Taf. IX [1].

Dieses Bergwerk wurde 1863 in Betrieb genommen [1]). Der erste Eigentümer war J. v. Körmendy. Die jetzigen Besitzer sind die Herren Inhaber der Firma Miller zu Aichholz in Wien, welches Haus das Werk im Jahre 1878 übernahm.

Nach der angegebenen Quelle wurden (1885) jährlich 2000 bis 2200 *q* Antimonium crudum erzeugt, welches ausschließlich nach England und Italien exportiert wurde.

Diese Grube war Anfang 1917 außer Betrieb; neuerdings (Ende 1917) soll man dagegen den Versuch gemacht haben, die dortigen Arbeiten wieder aufleben zu lassen.

Die Neustifter Grube hat Verfasser dieser Zeilen nicht gesehen. Deshalb kann darüber unten nur ein kurzes Referat an der Hand der älteren Literatur und der Beilage IX (Tafel 1) Aufnahme finden.

b) Nördlich von Schlaining und fast genau östlich von K. 491 namens Neustift B. der Spezialkarte (1 : 75.000), findet man in der letzteren eine Säge verzeichnet, auf die ich mich im weiteren mehrfach beziehen werde. Bei dieser Säge mündet in das Tauchental ein Seitengraben, der wegen seines fast ostwestlichen Verlaufes aus der Gegend der Kleinen Plischa (Plischa = slawisch pleša oder plješa,

---

[1]) Spezialkatalog der VI. Gruppe für Bergbau, Hüttenwesen und Geologie. Budapest 1885. — Allgemeine Landes-Ausstellung zu Budapest 1885.

zu deutsch Glatze [1]) herabkommt. Die Waldungen südöstlich von dieser Säge (gegen Schönau) heißen Kurtwald und in diesem befindet sich die zweite hierhergehörige Grubenanlage. Auf selbe beziehen sich die beiden weiteren Beilagen: der Kreuzschnitt vom ersten Gange in dieser Grube (Tafel X [2]) und die Betriebskarte der Antimongrube im Kurtwald bei Schlaining (Tafel XI [3]).

Auch die Grube im Kurtwald gehört der Firma Miller zu Aichholz, deren Ingenieur, Herr Dr. Paul Chlebus, sich damit beschäftigt, eine Monographie über die gegenständlichen Vorkommen demnächst zu veröffentlichen, worauf hinzuweisen ich schon deshalb nicht ermangeln möchte, weil darin voraussichtlich manche wertvolle, lokale Ergänzung meiner Angaben zu erwarten sein dürfte.

Ueber die allgemeinen, geologischen Erkenntnisse bezüglich der Umgebung von Schlaining informieren uns alle jene Arbeiten, die vorn bereits im Hinblick auf Maltern angeführt erscheinen. Ergänzend zu den dortigen Angaben wäre nur noch der kurze Bericht anzuführen, den F. Stoliczka [2]) veröffentlichte.

Anfangs der 70er Jahre publizierte [3]) hierauf Schnablegger eine Arbeit rein montangeologischen Inhaltes. Dieser Artikel hat zum Gegenstand seiner Erörterungen die Grube, deren Lage voranstehend sub *a* angegeben ist, und deren graphische Darstellung ich auf Tafel IX [1] zu bieten in der angenehmen Lage bin.

Als wichtigste Thesen, die Schnablegger vertrat, kann man etwa folgende Gedanken anführen:

1. Die Erzführung ist regelmäßig von dem Vorhandensein des Kalkes bedingt. „Der Kalk ist zwar selbst erzführend, doch zu arm, um für sich bauwürdig zu sein, wirft höchstens ärmere Scheideerze ab."

2. Die Lagerung des Kalkes „prägt sich in der Hauptsache durch wellenförmige Vertiefungen und Erhöhungen, wodurch Mulden und Bassins gebildet werden, sehr deutlich aus; in den Muldentiefsten konzentriert sich vorzugsweise der Adel, zieht sich von dort mit wechselnder Mächtigkeit, im Ganzen genommen jedoch mit abnehmender Stärke, nach aufwärts, den Erhöhungen zu und wird in solcher Gestalt von den Schiefertonen und tonigen Sandsteinen vorwiegend konform der Kalklagerung überdeckt."

3. „Die in Rede stehende Antimonerzniederlage gehört vielleicht der eigentlichen Steinkohlenzeit an."

4. „Die Grauspießglanzlagerstätte ist ihrer Bildungsart nach den Lagern zuzuzählen." Das Antimonsulphid faßt Schablegger als Präzipitat auf.

„Der Zeitfolge nach hat zuerst die Kalkablagerung mit untergeordnetem Erzabsatz stattgefunden, hierauf trat jene zurück und dieser nahm an Ausdehnung zu."

---

[1]) Die Kleine Plischa besteht zum Teil aus Serpentin, der als bekannt schlechter Nährboden nur einen schütteren Waldbestand zeigt; daher ihr Name.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol R.-A. Wien 1861—1862, S. 114.

[3]) Johann Schnablegger, „Die Antimonerzlagerstätte zu Bergwerk in Ungarn". Zeitschrift des berg- und hüttenmännischen Vereines für Kärnten. III. Jahrg. 1871, S. 155—159.

„In dem Maße als danach die Tonablagerungen sich vermehrten, nahm die eigentliche Präzipitierung des gebildeten Antimonsulphides ab und hörte endlich ganz auf.“

5. Bei der Genesis der Lagerstätte mag der Schwefelwasserstoff eine hervorragende Rolle gespielt haben.

Gegen Ende der Erzablagerung habe die Menge desselben abgenommen Daher das Auftreten der Oxyde, z. B. Pyrostibith in den oberen Teufen; „es war eben gegen Ende der Erzbildung die Menge Schwefelwasserstoffs nicht mehr vorhanden, die notwendig gewesen wäre, die noch vorhandenen Sauerstoffsalze des Antimons in vollständige Sulphide umzuwandeln.“ — Soviel nach Schnablegger; wie wir diese Angaben und Deutungen unter dem Gesichtswinkel moderner Lagerstättenforschung aufzufassen haben, soll später gezeigt werden.

Ganz besonders wertvolle Mitteilungen montangeologischer Natur haben wir ferner dem gewesenen Grubendirektor in Neustift, bzw. Bergwerk (Bánya), Karl Rochata zu verdanken. Der Genannte trat zwar damit nicht in selbständigen Publikationen hervor, dafür unterstützte er dagegen in liberalster Weise durch Beiträge auf Grund seiner reichen Erfahrungen andere Autoren (Vacek, l. c. 1892, S. 374, und A. Schmidt[1]).

Die gegenständlichen Mitteilungen Rochatas weichen in einigen Punkten von jenen Schnableggers, die beide als Gegenstand ihrer Beiträge das von mir nicht gesehene Vorkommen von Neustift hatten, wesentlich ab. Aus diesem Grunde kann ich es nicht unterlassen, Rochatas Angaben hier ganz knapp ebenfalls aufzunehmen. Dies um so mehr deshalb, weil mir seine Aufklärungen in mancher Hinsicht sehr wichtig für die Deutung der Genesis der Antimonitlagerstätten der in Rede stehenden Gegend im allgemeinen zu sein scheinen.

1. Die Antimonerze treten nach den Angaben bei Vacek (l. c. S. 374) „in unregelmäßig auskeilenden Lagern und Nestern“ einerseits „stets im Hangenden des glimmerreichen Kalklagers“ und „anderseits im Liegenden der Chloritschiefer auf“. Demnach Verhältnisse, wie sie die hier beifolgende Tafel IX [1] vor Augen führt.

2. „Sie liegen in einer unregelmäßig an- und abschwellenden, ja stellenweise ganz auskeilenden, weichen, zersetzten Tonschieferzone, welche besonders im Liegenden der Erze eine auffallend dunkle graphitische Färbung zeigt, während über dem Erzlager in der Regel lichtere Töne herrschen.“

3. „Diese zersetzten Massen finden sich nachweisbar immer an solchen Stellen, wo die hangenden Chloritschiefer von Klüften durchsetzt sind, welche Klüfte selbst zum Teil mit derben Antimonerzen aufgefüllt erscheinen.“

„Mitunter reichen die Sprünge auch noch bis in das Liegendkalklager und führen auch hier derbe Antimonerze. Die Anreicherung der Erze an den Kreuzungsstellen der Kluftsysteme mit den zer-

[1]) „Ueber einige Minerale der Umgegend von Schlaining.“ Zeitschr. für Kristall. und Mineralogie. (P. Groth.) 29. Bd. 1898, S. 193—212.

setzten graphitischen [1]) Tonschiefern scheint demnach eine sekundäre Erscheinung zu sein."

Nach Vaceks Ansicht wäre das ganze Vorkommen ein interessanter Fall, sehr geeignet zur Illustration der von F. Sandberger vertretenen Lateralsekretionstheorie. Die eigentliche, ursprüngliche Quelle der Antimonerzführung scheinen Vacek „die schmutziggrünen Chloritschiefer zu sein, die als eine Begleiterscheinung der Serpentinlagerstöcke" aufzufassen wären. Die Serpentine sollten „dem Kulminationspunkt des dortigen eruptiven Prozesses entsprechen, dessen Anfangs- und Endstadien durch die chloritischen Bildungen charakterisiert wären".

Der vorn zitierten Arbeit A. Schmidts möchte ich ferner folgende, wertvolle Mitteilungen K. Rochatas entnehmen, um selbe in der weiteren Folge leichter textlich verwenden zu können sowie auch deshalb, weil man sich den Gegenstand älterer Literaturangaben erst an der Hand der hiesigen Tafel IX [1] recht vorstellen kann.

1. „Für das Antimonerzvorkommen ist jener Chloritschiefer wichtig, der in Phyllit eingelagert sich von Bergwerk (Bánya) aus südöstlich über das Tauchental (Fehérpatak völgye) bei der Sägemühle bis in den Kurtkogel in der Gemeinde Schlaining (Szalónak város, Eisenburger Komitat) erstreckt. Dieser Chloritschiefer zeigt mäßiges südöstliches Einfallen, hat eine Mächtigkeit von 20—60 *m* und ist von Tonglimmerschiefer bedeckt. Unmittelbar unter dem Chloritschiefer befindet sich eine 5—30 *m* mächtige, blaugrau gefärbte Kalkglimmerschieferschicht, worauf zu unterst wieder der Tonglimmerschiefer folgt. Am Kontakt zwischen Chlorit- und Kalkglimmerschiefer tritt eine weiche, lettige, blaugraue Zwischenschicht von Graphitschiefer auf, die durchschnittlich 3—4 *m* mächtig ist, mitunter bis auf einige Zentimeter verdrückt wird, stellenweise jedoch auch bis zu 10 *m* Dicke anwächst." (Vgl. Tafel IX [1].)

2. „Die Chlorit- und Kalkglimmerschiefereinlage ist von vielen Klüften durchsetzt und mannigfach verschoben. Häufige Rutschflächen."

3. „Von der Ortschaft Neustift an erstreckt sich ein Gang in der Richtung nach 8 h 20° mit fast senkrechtem Einfallen, der bis jetzt (im Jahre 1898) auf eine Länge von 3 *km* aufgeschlossen wurde."

„Dieser Gang, der sich stellenweise gabelt, stellenweise zwei bis drei Seitenklüfte zur Begleitung hat, durchbricht den Hangend-Tonglimmerschiefer, den Chlorit- und Graphitschiefer, ab und zu auch den Kalkglimmerschiefer, setzt aber in den zähen Liegend-Tonglimmerschiefer nicht fort."

4. „Erzführend wird der Gang erst im Chloritschiefer. Zu beiden Seiten des Ganges ist in der Regel das Gestein auf 2—6 *m* Breite stark verwittert, weich, gelblich oder rötlich gefärbt."

---

[1]) Bezüglich der graphitischen Natur der Tonschieferkomponente mache ich gleich hier auf eine Bestimmung des Kohlenstoffes aus ähnlichen Materialien aus dem Kurtwalde durch Herrn Dr. O. Hackl (vgl. Angaben S. 362) aufmerksam. Dort liegt kein Graphit vor.

5. „Die Erzführung im Gange besteht zum Teil aus Antimonit, zum Teil aus Stiblith."

„Die Gangspalte ist mit derbem Erz in einer Mächtigkeit von 2—50 *cm* entweder plattenförmig erfüllt oder es erscheint die Erzführung mugelförmig. Im letzteren Falle sind abgerundete, unregelmäßige Blöcke von 5—50 *cm* Durchmesser nacheinander und übereinander, zusammenhanglos in der Spaltenrichtung angeordnet, nur führt von einem Brocken zum anderen eine schmale, mit Eisenocker erfüllte Kluft."

6. „An vielen Stellen ist neben dem Gange auch in den Chloritschieferschichten Antimonit und Antimonocker wahrnehmbar."

„Besteht der Gang aus zwei oder mehreren Trümmern, so ist in der Regel die zwischen diesen Trümmern liegende Gesteinspartie auch mit Erz durchzogen."

7. „Die Gangmineralien sind dieselben wie in dem Nebengestein: Quarz, Kalkspat, Pyrit." Auch der Graphitschiefer enthält nämlich viele Einschlüsse von Quarz, Kalzit und Pyrit.

Nur an einer einzigen Stelle wurde im Kurtwalde im Gange eine Antimonit-Kristalldruse gefunden, neben welcher auch Schwerspatkristalle sowie kleine derbe Einlagerungen von Baryt zu beobachten waren.

An dieser Stelle wurde in der Vergangenheit meines Wissens das erste Mal das Gangvorkommen aus dem Kurtwalde erwähnt.

8. „Der Antimonitgang ist an vielen Stellen verdrückt und vertaubt."

9. „So wie der Gang, ob er nun erzführend oder taub ist, den am Kontakt zwischen Chlorit- und Kalkglimmerschiefer befindlichen Graphitschiefer erreicht, erscheint das letztere Gestein ebenfalls oftmals in seiner ganzen Mächtigkeit auf eine Breitenausdehnung von 3—20 *m* zu beiden Seiten des Ganges mit Antimonit imprägniert und bildet so ein lager- oder flözartiges Vorkommen."

„Diese Imprägnation hat bis jetzt eigentlich immer hauptsächlich die Mittel zum Abbau geliefert, während die Gangerze nur nebenbei mitgenommen wurden, oftmals aber auch gar nicht abbauwürdig waren. Bloß in einigen neueren Aufschlüssen im Kurtwalde [1]) scheint der Gang mehr zu enthalten, als die Ablagerung am Kontakt des Chlorit- und Kalkglimmerschiefers."

10. Im graphitischen Erz findet man hie und da, besonders dort, wo Antimonit reichlich abgelagert ist, geringe Einschlüsse und kleine Nester von Zinnober." — Auf diese Angabe Rochatas mache ich mit Rücksicht auf meine eigenen Schlußfolgerungen ganz besonders aufmerksam.

„Der Pyrit enthält ca. 0·0021% Gold und 0·0108% Silber."

---

[1]) Dies ist die zweite, und meines Wissens nach letzte Stelle, wo in der älteren Literatur das Vorkommen im Kurtwald Erwähnung findet.

Angaben montan-geologischer Natur geringeren Umfanges findet man schließlich auch schon bei Hoffmann (l. c. S. 18), die jedoch auf Rochatas Autorschaft nicht zurückzuführen sind.

Die bezogene Hoffmann'sche Arbeit ist übrigens aus dem Grunde von Interesse, weil dieser das Vorkommen von Neustift an einer Stelle mit Goberling und an einer anderen mit Maltern in Parallele bringt, wo er sagt: „Vollständig übereinstimmend ist das Vorkommen in der Antimon-Grube bei Goberling"; und: „Auch die Antimon-Lagerstätte von Maltern bietet ganz analoge Verhältnisse mit jenen des Rechnitzer Gebirges dar."

Aus der allerneuesten Zeit[1]) stammen hier zu erwähnende Mitteilungen von Dr. L. Jugovics: „Petrographische und geologische Beobachtungen im Borostyánkö—Rohonczer Gebirge" und Veröffentlichungen in den dortigen Direktionsberichten für 1915 und 1916 aus dem Jahre 1917 bzw. 1918.

Publikationen mineralogischen Inhaltes verdanken wir bezüglich des in Rede stehenden Terrains K. v. Hauer[2]) und H. v. Foullon[3]); in ihrer Hauptsache gehört indessen hierher auch die vorn bereits angeführte Arbeit A. Schmidts[4]).

Bevor ich auf meine Studien in der Grube eingehe, möchte ich erst einige Beobachtungen obertags zur Sprache bringen. Dabei bin ich mir wohl bewußt, daß dieses Material sehr lückenhaft ist, und wenn ich dieses in geordneter Form trotzdem zusammenstelle, so soll damit eigentlich hauptsächlich gezeigt werden, wie komplizierte Verhältnisse da vorliegen, obschon wir bei den älteren Autoren (Hoffmann und Vacek) graphische Darstellungen finden, auf Grund derer man erstere gar nicht vermuten möchte. In gewisser Hinsicht werden uns indessen auch die anzuführenden, lückenhaften Tatsachen eine Basis für weitere Schlußfolgerungen und vielleicht auch eine Anregung für anderweitige Studien ergeben.

Die Straße von Schlaining nach Neustift führt mit der halben, und zwar südlichen Teilstrecke (nach Hoffmann) durch ein Chloritschiefergebiet.

In einem Aufschlusse gleich bei Schlaining fand ich den Chloritschiefer horizontal gelagert. Ungefähr 1 *km* nördlich davon streicht er dagegen nordwestlich mit südwestlichem Verflächen (h 10) 30°. — Aehnliche Lagerungsverhältnisse wie diese letzteren fand ich am Wege von der genannten Straße zum Direktionsgebäude des Antimonwerkes, also etwa östlich von K. 491 (= Höhe Neustift). Fast genau gleiche Tatsachen konnte ich am Chloritschiefer des Tauchentales — rechtes Ufer, auf der Strecke bis 1 *km* nördlich von

[1]) Jahresbericht der kgl. ungar. geol. R.-A. für 1914. Budapest 1915.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1861—1862. S. 302. — Vielleicht gehört hierher auch die Antimonitanalyse von Pinkafeld. (Arbeiten in dem chem. Laboratorium. Jahrb. XIII. 1863, S. 148.)

[3]) Ibidem. Jahrg. 1892, S. 174 u. 175.

[4]) „Ueber einige Minerale der Umgebung von Schlaining." Zeitschr. für Kristall. und Mineralogie. (P. Groth.) 29. Bd. 1898, S. 193—212.

der dortigen, katholischen Kirche — konstatieren. Ganz wesentliche Abweichungen davon ergaben sich dagegen in der Gegend bei der schon vorn erwähnten Säge (S. M.) ostsüdöstlich vom Höhenpunkte Neustift B. (K. 491).

Südsüdwestlich von der Säge verzeichnet die Spezialkarte ein *Q* (Quelle) an der Mündung des dortigen Seitengrabens. In diesem letzteren konstatierte ich anstehende, seidenglänzende, graue Phyllite. Dies stimmt sehr gut mit der Hoffmann'schen Darstellung überein. Die erwähnten Phyllite sind nun im Mündungsbereiche des Seitengrabens an drei Stellen ganz verschieden gelagert, und zwar: *a*) im rechten Grabengelände: Verflächen südwestlich, 30°; *b*) auf dem linken Bachufer nordwestlich, 40°, und *c*) fast genau westlich von der Säge: Verflächen westnordwestlich, 50°.

Etwa nordwestlich von der gegenständlichen Säge liegt im Walde ein verlassener Steinbruch. Abgebaut wurde dort ein grauer Kalkstein. Derselbe wird vielfach von Kalzit und zum Teil von Quarz durchadert. Das neugebildete Karbonat ist dabei dem Kalklager entweder (zumeist) konkordant oder (lokal) diskordant eingeschaltet. Der weiße Gangkalzit wird von einem hell gelblichbraunen Material begleitet, das eventuell Siderit sein könnte. Das gegenständliche Kalklager streicht südöstlich (h 10) und verflächt nordöstlich, 30—40°, so daß wir es mit Recht als jenes Gebilde auffassen dürfen, welches bereits Hoffmann seinerzeit ausschied. Auch Vacek verzeichnet hier eine Kalkfolie mit etwa ostwestlichem Streichen und offenbar steilem, südlichem Einfallen. Die diskordant verlaufenden Adern von Kalzit streichen nach h 8—9 mit südwestlichem Verflächen. Es ist nicht unwichtig, zu bemerken, daß der Neustifter Antimonitgang (fast) dasselbe Streichen aufweist, Verflächen fast seiger (cf. Angaben nach Schmidt sub 3), S. 353.

In unmittelbarem Anschluß an diesen Kalk verzeichnete Hoffmann auch eine Chloritschieferbank; diese sollte zur Kalkfolie konkordant gelagert sein. Etwa westlich von der Säge fand ich diesen Chloritschiefer aufgeschlossen, allein die Lagerung war hier ganz abweichend von jener des Kalkes. Der Chloritschiefer verflächt nämlich westlich.

In der älteren, einschlägigen Literatur findet man sehr wenig Angaben über lokale Lagerungsverhältnisse der bezüglichen Schiefer; eine interessante Ausnahme bezieht sich jedoch gerade auf diese Gegend. J. Schnablegger sagt nämlich (l. c. S. 156): „Zugleich tritt daselbst ein Luftsattel durch das entgegengesetzte Einfallen der Schichten am östlichen und westlichen Gehänge des Tauchentales gekennzeichnet auf“ und weiter heißt es: „durch die gemachten Bohrversuche in dieser Gegend konstatierte man zwar denselben“ — gemeint ist ein dortiger Erzadel — „jedoch in äußerst gestörtem und unregelmäßigem Zustande.“ Diese Angabe Schnableggers spricht vielleicht schon an und für sich dafür, daß die Erzkörper von Neustift und aus dem Kurtwalde einst ununterbrochen vorlagen, so daß ihre heutige Inkontinuität möglicherweise nur die Folgeerscheinung tektonischer Prozesse vorstellt. Die gegenständliche Schlußfolge-

rung ist indessen bei diesem Autor sowie überhaupt noch bei keinem älteren zu finden, obschon sie mir sehr wahrscheinlich erscheint.

Beim Verfolg des Weges von der in Rede stehenden Säge durch das Tauchen- und Glasbachtal gegen Goberling konnte ich zweimal Lagerungsverhältnisse studieren; beidemal war dies auf dem linken Ufer des Glasbaches der Fall.

Knapp südlich vom Parallelkreise, der durch K. 349 der Spezialkarte gelegt werden kann, fand ich einmal den Kalkphyllit in nahezu horizontaler Lagerung. Bei den südlichsten Häusern von Goberling verflächt dagegen dieser Phyllit südwestlich, 20°.

Zwei weitere Beobachtungen beziehen sich auf die Gegend nördlich von der erwähnten K. 349 und betreffen Phyllite und in einem Falle einen glimmerführenden Kalk. Beide Stellen liegen am Karrenwege, der von Goberling zur Direktion des Werkes führt. Der dortige Kalk verflächt etwa nordnordöstlich (Streichen h 7) 50°, der Phyllit dagegen südsüdöstlich (Streichen h 5—6), 20°. — Etwas nördlich von meinen Beobachtungsstellen verzeichnete schon Hoffmann im dortigen Phyllit eine Kalkbank. Nach der Darstellung in der Karte sollte diese fast nördlich streichen und etwa westnordwestlich einfallen.

Schon hier sei ferner die Tatsache konstatiert, daß auch bei Goberling ein „vortrefflicher Säuerling" — die Goberlinger Marienquelle — vorkommen soll[1]). Wo sie entspringt, weiß ich leider nicht.

Im Hinblick auf die Lagerungsverhältnisse der Schiefer beim Neustifter Antimonitvorkommen wurde vorn an der Hand der Literatur[2]) bereits erwähnt, daß die Chloritschiefer mäßig südöstlich geneigt sind. Dies würde demnach ganz gut mit meiner Beobachtung am Kalk bei der Säge stimmen; mit Bezug auf meine Beobachtung am Wege von der Verwaltungskanzlei des Werkes zur Straße Schlaining—Neustift ist indessen dieses Verflächen gerade entgegengesetzt.

Schließlich sei hier auch auf die Existenz von Klüften, Verschiebungen und Rutschflächen verwiesen, die Rochata bei Schmidt[3]) anführte.

Fassen wir die geschilderten Lagerungsverhältnisse gleichzeitig ins Auge, dann erhellt daraus, daß die Gegend bei der Mündung des Glasbaches ins Tauchental bei weitem keinen so einfachen, tektonischen Bau besitzen kann, wie ihn die älteren Autoren darstellen.

Ich bin mir wohl bewußt, daß meine Beobachtungen noch reichlich ergänzt werden könnten, schon die bisher angeführten Tatsachen sprechen indessen dafür, daß diese Gegend durch gebirgsbildende Prozesse tektonisch gestört sein muß.

In diesem Zusammenhange ist es nun wichtig, noch einmal auf die Tatsache hinzuweisen, daß da sowohl Hoffmann als auch Vacek

[1]) Hirschfeld u. Pichler, „Die Bäder, Quellen und Kurorte Europas". 2 Bde. Stuttgart 1876. F. Enke. 2. Bd., S. 494.

[2]) Zitat nach Rochata bei Schmidt, Punkt 1.

[3]) Zitat sub 2.

eine Mineralquelle verzeichnet haben. Uebrigens bringt aber diese Quelle auch schon die topographische Kartenunterlage (1:25.000) zum Ausdruck.

Welche Bedeutung diesen Tatsachen im Hinblick auf die Genesis der Antimonitvorkommen beizumessen ist, darüber folgt unten mehr.

Ohne im weiteren auf Detailangaben einzugehen, bemerke ich noch, daß ich sonst bedeutendere Lagerungsdifferenzen nördlich von Mönchmeierhof (Baratmajor) und im Glasbachtale zwischen Goberling und Glashütten angetroffen habe. Diese betreffen Phyllite und Chloritschiefer. Aus diesem Grunde zweifle ich sehr, ob die graphischen Darstellungen von Hoffmann und Vacek den wirklichen Verhältnissen ganz entsprechen. Beide Autoren machen auf mich den Eindruck, ihre Karten auf Grund zu weniger, tektonischer Beobachtungen konstruiert zu haben, da die Genannten nicht die dafür nötige Zeit zur Verfügung hatten. Und doch scheint mir gerade die Tektonik dieser Gegenden den Schlüssel zur Lösung so mancher praktischen Frage vorzustellen, wie dies später noch zu beleuchten sein wird.

* *
*

Das Nebengestein des Antimonites aus dem Kurtwald ist genau so wie bei Neustift in den oberen Teufen ein grünlicher Chloritschiefer und tiefer unten eine graue Kalkserie, wie man sich dies am leichtesten an der Hand der beifolgenden Tafel X [2] vorstellen kann. Auf dieser beginnt die linke Bildhälfte oben mit dem Tagkranz des Maria-Wetterschachtes und schließt unten mit dem oberen Maria-Stollenhorizont; die rechte Hälfte stellt die Fortsetzung des dargestellten Vorkommens weiter nach unten vor. Die Bezeichnung „oberer Maria-Stollenhorizont" stellt demnach in beiden Hälften dieselbe Teufe dar.

Vom Tagkranz (linke Tafelhälfte) bis zur Linie *A—A'* (auf Tafel X [2] rechte Hälfte) hat man es mit dem Chloritschiefer zu tun. Unter diesem liegt konkordant die Kalkserie. Diese wurde von Josef Rambousek, der die Originale für die Tafel X [2] seinerzeit zeichnete, wie folgt in zwei Teile gegliedert. Die Partie zwischen den Linien *A—A'* und *B—B'* benannte er als „Kalkglimmerschiefer", das Liegende davon aber als „Kalkglimmerschiefer (graphitische Erzimprägnation)". — Die weitere Fortsetzung des Nebengesteines nach der Tiefe ist aus dem Bilde nicht mehr ersichtlich.

Im Mathilde-Stollen (vgl. Tafel XI [3], Horizontalschnitt) steht vom Mundloch etwa 120 *m* weit grauer, im trockenen Zustand seidenglänzender Phyllit an. Er streicht etwa nach h 8—9 und verflächt entsprechend südwestlich. Im Hangenden davon folgt, wie schon gesagt, die Kalkserie bei konkordanter Schichtordnung und einem Verflächen von 10—20°. Die Kalkserie hat ihrerseits zum Hangenden den Chloritschiefer in ebenfalls konkordanter Auflagerung.

Dieser Ueberblick lehrt, daß die Lagerungsverhältnisse in der Grube mit jenen, die ich vom westlichen Gehänge des Tauchentales aus der Umgebung von der Sägemühle anführte, nicht überein-

stimmen. Das Streichen der Schiefer ist zwar in der Grube mit jenem des Kalkes (etwa nordwestlich von der Säge) so gut wie identisch, das Verflächen ist dagegen entgegengesetzt (Kalk nordöstlich). Hiermit ist, auch ohne Rücksicht auf die Stellungnahme Schnableggers (l. c. S. 156 oder hier S. 356) neuerdings der Beweis erbracht, daß die Lagerungsverhältnisse im Tauchental in der Gegend bei der Säge keine normalen sind. In allgemeiner Hinsicht sei indessen bemerkt, daß die Lagerungsverhältnisse in der Grube mit den erkannten, diesbezüglichen Tatsachen generell zu stimmen scheinen. Auf die endgültige, logische Ausnützung dieser Erkenntnis soll indessen auch an der Stelle noch nicht eingegangen werden.

Der in der Grube ziemlich flach gelagerte Kalk ist das hauptsächlichste Nebengestein des Antimonites, allein die obersten Partien des letzteren sind schon im Chloritschiefer; dies die Verhältnisse im Westen. Im östlichen Teil der Lagerstätte repräsentiert dagegen der Chloritschiefer im Niveau des zweiten Horizontes bereits an und für sich das Nebengestein (vgl. Tafel XI [3], Horizontalschnitt: „Chloritschiefer" und „Talkchloritschiefer" nach Rambousek). Um diesbezüglich ein klares Verständnis der Sachlage zu erleichtern, sei folgendes angeführt.

Die Sägemühle im Tauchental liegt in einer beiläufigen Seehöhe von 350 *m*. Von da steigt das Terrain ostwärts zuerst auf 560 *m*. Dieses Relief bringt es mit sich, daß die Grenzflächen der Schiefer mit ihrem flachen, südwestlichen Einfallen mit der Oberfläche Schnittlinien liefern, die ähnlich wie die dortigen Isohypsen nordwärts ausgebaucht sind. Der Erzkörper weist dagegen eine viel steilere Lagerung auf; er muß deshalb mit den Grenzflächen naturnotwendig zur Verschneidung kommen, falls sein Auftreten nicht speziell an den Kalk oder nur an den Chloritschiefer gebunden ist; und dies ist im Gegensatz zu gewissen Angaben Schnableggers (vorn sub 1) und Rochatas[1]) (vorn sub 1) hier gar nicht der Fall.

Im allgemeinen betrachtet liegt der Erzkörper im Kurtwalde zur Schieferung, resp. Schichtung schief; weil er demnach mit den letzteren zu einer absolut einwandfreien Verschneidung kommt, deshalb ist der generelle Charakterzug des Erzkörpers gangförmig. Auf Einzelheiten soll später eingegangen werden. (Vgl. hierzu Tafel X [2].)

Das ganze Vorkommen besteht aus zwei Gängen, wie es der Horizontalschnitt auf Tafel XI [3] zeigt. In dieser Illustration ist der obere, das heißt nördliche Gang im Sinne der Originaldarstellung als erster und der südliche als zweiter Gang benannt. Ungefähr in der Mitte des Horizontalschnittes nähert sich der erste Gang dem zweiten, um noch etwas weiter ostwärts mit diesem direkt zusammenzutreffen. Die ganze, weitere östliche Fortsetzung, im Bilde also dessen (beiläufige) östliche Hälfte, gehört zum zweiten Gange. Bei dieser Sachlage ist also der erste Gang der kürzere und der zweite der länger anhaltende Erzkörper. Der zweite Gang ist demzufolge als Hauptgang und der erste als Nebengang anzusprechen.

---

[1]) Bei Schmidt.

Der jetzige Nebengang wurde seinerzeit nur deshalb als erster benannt, weil er früher als der seinerzeitige zweite gefunden worden sein soll. Vielleicht hat man ihm damals übrigens auch eine größere Bedeutung beigelegt.

Beide Gänge streichen ostwestlich, verschieden ist dagegen das Verflächen. Der Hauptgang (= zweiter Gang) fällt südwärts unter einem Winkel von 65—75° ein. Das Verflächen des Nebenganges (= erster Gang) ist dagegen nördlich, 60—70°. Demnach um etwas weniges flacher als der Hauptgang.

Als primäres Erz ist der Antimonit anzusprechen. Er bildet in den Gängen derbe Anhäufungen von prismatisch entwickelten Individuen. Die Prismenflächen sind zumeist verbogen, geknickt oder quer zur Längsrichtung gefältelt. Die Fältelung kann soweit gediehen sein, daß sie sich auf manchen Flächen wie eine feine Querstreifung erkennen läßt. Die Erzfüllung der Gänge muß demzufolge gebirgsbildende Bewegungen noch in situ mitgemacht haben. In der Längsrichtung messen manche von mir beobachtete Individuen 1 *dm* und mehr. Prismen oder Flächen, die mit den Prismen in ursächlichem Zusammenhange stehen dürften, sind dabei über 1 *cm* breit. Fingerdicke Gebilde sind bei dieser Sachlage nicht gerade selten.

Ein weiteres, primäres Element ist der Pyrit und weißer Quarz. Den ersteren fand ich wegen seiner Seltenheit nicht selbst; er soll namentlich im westlichen Teil der Lagerstätte und in größerer Tiefe auftreten. Persönlich konnte ich den Quarz als ausschließliche Gangart nachweisen. Er ist der Schichtung, resp. Schieferung teils konkordant, teils diskordant eingeordnet. Außer in Gang und Lagergangform von unbedeutender Mächtigkeit, tritt der Quarz auch nesterartig auf; in dieser Ausbildung können die Dimensionen der Körner auf die geringsten Größen herabsinken. Die Quarznester findet man auch mitten darin in Aggregaten von Antimonit. Der Quarz ist demzufolge zumindest als gleichzeitige, wenn nicht vielleicht lokal als jüngere Bildung zu deuten.

Lagen und Bänder von Quarz sind manchmal sehr stark gefaltet; ich sah Gebilde wie umgekehrte Pilze und gekrösesteinförmige Aggregate. Auch dies spricht dafür, daß die gegenständlichen Gesteine zumindest während, wahrscheinlich jedoch nach der Ausbildung der Lagerstätte (wenn nicht in beiden Epochen) gebirgsbildenden Kräften ausgesetzt gewesen sind.

Daß einst einmal Baryt gefunden wurde, geht aus den literarischen Angaben hervor.

Ob als Lagerart Kalzit vorkommt, habe ich bei meinen zeitlich beschränkten Studien nicht sicherstellen können. Die Beobachtungen obertags würden dieses Mineral theoretisch nicht absolut ausgeschlossen erscheinen lassen (vgl. Steinbruch bei der Säge und auch die Literaturangaben bezüglich des Neustifter Vorkommens).

Von den sekundären Gebilden verdienen die größte Aufmerksamkeit die Umwandlungsprodukte des Antimonites, die Oxyde des Antimons. Ihre Vertreter zeigen erdigen Habitus, sind (hell) grau bis (bräunlich) gelb gefärbt, zum Teil von lockerer Konsistenz und zeigen mitunter noch die Strukturmerkmale des ursprünglichen Antimonites;

dies namentlich dann, wenn in ihrem Innern noch Kerne des letzteren erhalten geblieben sind. Derlei Umwandlungsprodukte fasse ich als Stiblith auf.

Die Oxydation kann in verschiedenem Grade erfolgt sein. Manchmal bildet der Stiblith nur kleine Nester in Antimonitaggregaten, wobei die letzteren noch ganz gut erhalten sind, oder es tritt umgekehrt nur eine Spur Antimonit im Oxyd auf. Die letztere Anreicherung kann soweit gediehen sein, daß es auch der Bergmann nur mit oxydiertem Material beim Abbau zu tun bekommt. Stets sind größere Anreicherungen von Oxyd an die oberen Teufen gebunden, wie dies der Vertikalschnitt auf Tafel XI [3] für den westlichen Teil des Erzkörpers deutlich vor Augen führt. Hier, dies ist die Gegend ober der vorn mehrfach bezogenen Säge, traf man einst das Antimonoxyd direkt unter dem Rasen und baute es ab (vgl. Zeichnung Tafel XI [3]).

Oertlich findet man Anflüge, Ueberzüge oder Krusten einer Substanz mit folgenden Eigenschaften. Form unregelmäßig fleckenförmig; Unterlage Antimonit oder Nebengestein. Die Farbe ist zinnoberähnlich rot, nur ist sie matter als beim Zinnober. Das Material ist zudem stets von mehr oder weniger erdigem Habitus. Bei dieser Sachlage ist man nicht selten im Zweifel, ob in konkreten Fällen doch Zinnober oder ob eine Oxydverbindung des Eisens vorliegt. Die Substanz von einer solchen Stelle auf Antimonitunterlage untersuchte bezüglich dieser Fragestellung in freudlicher Weise Herr kais. Rat F. C. Eichleiter chemisch. In dem speziellen Falle lag eine Eisenverbindung vor (Hämatit). Daß mitunter zumindest das Nebengestein sehr stark eisenschüssig werden kann, muß übrigens als erwiesen betrachtet werden. Vielleicht stammt dieses Eisen aus präexistierendem Pyrit her. Daneben findet man nämlich Oxyde des Antimons und deshalb könnte auch der Pyrit bereits der Zersetzung anheimgefallen sein.

Die Form, in der das Erz auftritt, ist viererlei.

1. Wie es die Reproduktion auf Tafel XI [3] demonstriert, sind die Erzkörper im Großen sowie im Kleinen typische, zusammengesetzte Gänge. Die Mächtigkeit der Erzkörper kann örtlich einige Zentimeter (natürlich theoretisch auch noch weniger) bis 0·5 *m* betragen; partienweise sogar 1 bis 1·5 *m*. Die durchschnittliche Mächtigkeit schwankt indessen zwischen 20 und 30 *cm*.

2. Lagerartige Abzweigungen. — Scharf gegen das Nebengestein abgegrenzte, echte Gangtrümer ändern örtlich sprungweise ihre Richtung derart, daß sie die Charaktere von Lagergängen annehmen. Statt daß das Gangtrum seine Richtung quer zur Gebirgsstruktur beibehielte, tritt es also zwischen die (Schieferungs-) Schichtflächen ein und hält eine Zeitlang an, um eventuell später neuerdings die Charaktere eines typischen Gangtrums anzunehmen. Mit anderen Worten: typische Gangtrümer werden von lagergangförmigen Gebilden abgelöst oder auch miteinander verbunden.

Die Mächtigkeit derartiger Erzkörper kann ziemlich wechseln; sie beträgt einige Millimeter bis über 1 *m*. Noch größer sind die Differenzen im Streichen. Es gibt ganz kurze „lagerförmige“ Verbindungsglieder oder Abzweigungen benachbarter Gangtrümer. Nach

der freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. P. Chlebus können sie jedoch auch ganze 12 bis 15 *m* weit, dem Nachbargestein konkordant eingeordnet, abseits vom Gangtrum reichen. Solche Stellen verraten die besonders breiten Ausbaupartien im Horizontalriß (vgl. Tafel XI [3]).

3. Imprägnationen des Nebengesteins findet man zu beiden Seiten der Gangtrümer namentlich im Kalkgebirge. Im Chloritschiefer sind sie, wie mich darauf auch Herr Dr. P. Chlebus aufmerksam machte, angeblich fast gar nicht zu finden.

4. Lettenerze. Darunter verstehe ich weiche, lettige Massen von grauer Farbe, in denen vom Antimonit nichts oder nicht viel zu sehen ist. Derlei Gebilde bringt und brachte man gern in Beziehung zum Graphit (vgl. die Angaben über „Bergwerk“ = Neustift). Deshalb interessierte es mich, ob in den gegenständlichen Letten Graphit überhaupt vorkommt, und ich bat deshalb Herrn Dr. O. Hackl das Material bezüglich des vermeintlichen Graphitgehaltes chemisch prüfen zu wollen. Der Genannte unterzog sich in zuvorkommendster Weise dieser Mühe, wofür ich ihm an dieser Stelle bestens danke, und erzielte folgende, nicht unwesentliche Resultate.

Der Kohlenstoffgehalt der Masse wurde durch Verbrennung mit Chrom - Schwefelsäure bestimmt, wobei sich seine Menge mit 0·87%, also nicht einmal mit 1% herausstellte. Neben der gegenständlichen Menge *C* wurde Kohlensäure und Antimon nachgewiesen. Die erstere stammt von dem vorhandenen Kalk her; das Antimon dagegen aus einer Antimonitimprägnation. Diese ist neben der geringen Kohlenstoffmenge so groß, daß sie es ist, die der Masse die dunkle Farbe verleiht. — Wie schon bemerkt, habe ich die Neustifter Grube nicht gesehen. Infolgedessen kann ich mir klarerweise kein Recht anmaßen, die älteren Angaben über den dortigen, graphitischen Horizont kritisch zu beleuchten. Zum Unterschied von den Verhältnissen in Kurtwalde kann ja dort ganz gut Graphit eine gewisse Rolle spielen. Da jedoch meines Wissens eine chemische Untersuchung des Neustifter Vorkommens in dieser Hinsicht nicht vorliegt, deshalb sind wir berechtigt, die diesbezüglichen Angaben mit einer gewissen Vorsicht zu bewerten. Es erscheint mir zu leicht möglich, daß in den bezüglichen Straten sowohl in Kurtwalde als auch bei Neustift bituminöse Substanzen vorliegen (vorlagen), die auf die ursprünglichen, zirkulierenden Antimonlösungen fällend eingewirkt haben konnten. In dem Falle wäre also die Lettensubstanz nichts weiter als ein jeweiliges antimonitführendes Stratum der Kalkphillytserie. Etwas Aehnliches (nur ohne Kalkgehalt) werden wir weiter unten betreffs Trojane kennen lernen. Hier sei nur noch darauf verwiesen, daß das Quecksilber bekanntlich durch die reduzierende Wirkung von Kohlenwasserstoff aus Lösungen fällbar ist.

Ostwärts, im Horizontalschnitt auf Tafel XI [3] gegen rechts, vertauben die Gänge. In dieser Richtung gehen sie, bzw. geht der Hauptgang in der Teufe angeblich ähnlich wie in Neustift in lagergangförmige Massen über.

Die geschilderten Gänge und Lagergänge sind zum Teil intakt, das heißt im großen ist daran keine Spur der Einwirkung einer

gebirgsbildenden Kraft zu erkennen. Oertlich entstehen dagegen regelrechte Zertrümmerungszonen.

Die letzterwähnten Phänomene lehren neuerdings, daß die Erzkörper und mithin wahrscheinlich auch ihre Umgebung im allerweitesten Sinne des Wortes von geodynamischen Prozessen betroffen worden sind.

* * *

Das genetische Problem. — Im Vorausgeschickten bemühte ich mich, an der Hand nackter Tatsachen den Beweis zu erbringen, daß die Gegend von Maltern (S. 348) und jene, die etwa zwischen Schlaining und Goberling gelegen ist, also die Umgebung der dortigen Antimonitvorkommen, vielfach tektonisch gestört ist.

Ferner habe ich auch schon auf den Umstand verwiesen, daß man es sowohl am Rande des Kristallinikums als auch in seinem eigenen Bereiche vielfach mit Mineralquellen zu tun hat (Sauerbrunnen bei Oberschützen, das Bad Tatzmansdorf, Jurmannsdorf, Rettenbach—Stuben, Goberlinger Marienquelle). Ganz besonders muß nun an dieser Stelle die Existenz der Säuerlinge bei Maltern und beim Antimonitwerk Neustift nochmals hervorgehoben werden. Schon ihr Vorhandensein, neben den zahlreichen anderen, beweist es an und für sich, daß da eine Verbindung der Oberfläche mit irgendeiner tieferen Sphäre des Erinnerns vorliegt. Um so glaubhafter wird dies an der Hand der beobachteten, tektonischen Verhältnisse. Eine nur noch weitere Perspektive eröffnet sich uns nun bei der logischen Verwertung dieser Deduktion unter folgendem Gesichtswinkel.

Die Säuerlinge von Maltern und Neustift liegen beide im Tauchental. Das letztere ist ober- und unterhalb vom Orte Tauchen mit tertiären Sedimenten erfüllt, die von Neustift, resp. Bergwerk fast bis Maltern reichen.

Die Tatsachen, daß ältere Felsarten die erwähnten Sedimente beiderseits vom Tauchental überhöhen, läßt es glaubhaft erscheinen, daß sich das Tertiär hier in eine präexistierende Terrainfurche hineingelegt hat. Diese alte Depression erscheint mir nun aus folgenden Gründen interessant.

Selbst nur ein flüchtiger Blick auf die topographische Unterlage lehrt, daß das Tauchental vom Quellgebiet des gleichnamigen Baches unterhalb Hochneukirchen, auf der niederösterreichischen Seite, bis zur Einmündung des Glasbaches unterhalb Goberling, also bis in die Gegend beim Neustifter Antimonitwerk einen etwa 13 *km* langen und dabei auf der ganzen Strecke absolut geradlinigen Verlauf hat. Auf dieser geraden Linie liegen demnach die beiden vorerwähnten Säuerlinge und diese Linie verbindet die zweifellos durch geodynamische Prozesse gestörten Gebiete von Maltern und beim Antimonitwerk Neustift. Diese Momente gleichzeitig ins Auge gefaßt, machen mir den Gedanken glaubhaft, daß das Tauchental auf der angegebenen Strecke eine Furche vorstellt, die durch die Tektonik des Gebietes ursächlich begründet ist.

Vorn wurde (S. 343) erwähnt, daß bei Rettenbach und Stuben je ein Säuerling im Tale des Stubner Baches vorkommt. Denkt man sich ihre Verbindungslinie in generellem Sinne der Furche

des Stubner Tales südwärts verlängert, so kommen auf diese Linie die Mineralquellen von Jurmannsdorf und von Tatzmannsdorf zu liegen. Dadurch ergibt sich also eine zweite, beiläufig 13 *km* lange, gerade Linie, die durch Phänomene gekennzeichnet ist, die sonst an Störungslinien beobachtet werden. Ohne diesen Gegenstand schon hier weiter verfolgen zu wollen, bemerke ich im Zusammenhange damit, daß auch die Quellen von Tatzmannsdorf und Jurmannsdorf an eine Talfurche gebunden sind. Nach Hirschfeld-Pichler: „Die Bäder, Quellen und Kurorte Europas", entspringen in dieser Talfurche nicht weniger als 8 hierhergehörige Quellen (l. c. S. 494). Die gegenständliche Depression gehört dem Tschabbache an, der förmlich die geradlinige Fortsetzung des Stubner Baches vorstellen könnte, wenn der letztere durch das Tauchental und eine kaum 1 *km* breite Schwelle — durch das rechtsufrige Gehänge des Tauchentales — nicht vom Tschabbach getrennt wäre.

Die Talstrecke Kirchschlagel — Maltern wurde bereits vorn (S. 348) als Störungslinie gedeutet. Sofern wir auf Grund des soeben über das Tauchental Gesagten auch dieses als tektonische Linie deuten dürfen, kann man nun sagen, daß der dortige Säuerling genau an jenem Punkte vorkommt, wo sich diese zwei Linien treffen (oder vielleicht sogar schneiden).

Das Tal Kirchschlagel — Maltern erheischt indessen noch folgende Berücksichtigung. Vergleicht man seine generelle Entwicklung unterhalb Kirchschlagel mit dem allgemeinen Verlauf der Furche des Stubner Baches, demnach mit einer wohlcharakterisierten Quellenlinie, so fällt der generelle Parallelismus dieser zwei Linien unverkennbar auf.

Eine weitere, hierhergehörige Talfurche ist jene des Glasbaches vom oberen Ende des Dorfes Goberling bis zu seiner Mündung in das Tauchental.

An der Straße von Schlaining nach Neustift beobachtete ich gleich hinter Schlaining horizontalgelagerte Chloritschiefer (vgl. S. 355). Es versteht sich von selbst, daß dies keine primärhorizontale Schichtenlagerung vorstellt.

Vorn wurde des weiteren etwas ausführlicher die Lagerung der Schiefer bei der Säge (S. 356) südöstlich vom Neustiftbach (der Spezialkarte) besprochen. Auf Grund der bezüglichen Elementar-Beobachtungen wurde der Schluß abgeleitet, daß in der besagten Gegend Schichtenstörungen vorliegen.

Verbindet man die Stelle, wo bei Schlaining die horizontale Schichtenlagerung konstatiert wurde mit der vielfach erwähnten Säge und verlängert man diese Linie noch weiter nordwärts, so sehen wir selbe zusammenfallen: 1. mit jenem Abschnitte des Tauchentales, der zwischen Schlaining und dieser Säge liegt, sowie 2. mit dem ganzen Unterlaufe des Glasbaches einschließlich der Strecke der Depression bis über die letzten Häuser von Goberling hinaus. Mit großer Wahrscheinlichkeit dürfen wir auf Grund des vorn angeführten Beobachtungsmateriales auch diese letztere Talstrecke als Dislokationslinie deuten (S. 357).

Die gegenständliche, auf Elementarbeobachtungen beruhende Ueberlegung führt mich zur Schlußfolgerung, daß also auch die Linie Schlaining — Goberling tektonisch begründet sein dürfte.

Die in Rede stehende Linie verdient unsere Aufmerksamkeit in folgender Hinsicht:

1. Schon vorn wurde auf Grund der Angaben von Hirschfeld und Pichler auf die Tatsache verwiesen, daß bei Goberling ein „vortrefflicher Säuerling“ entspringt.

2. Nicht weit ober dem Schnittpunkt dieser Linie mit dem höhergelegenen Teile des Tauchentales liegt jener Säuerling, den schon Vacek und die topographische Unterlage mit *B* in der dortigen Gegend verzeichneten. Da liegt also ein ähnlicher Fall vor wie bei Maltern.

3. Schließlich ist es nicht zu übersehen, daß diese Linie mit der Linie Stuben—Rettenbach—Jurmannsdorf—Tatzmannsdorf, also mit einer wohlcharakterisierten Quellenlinie und mit der Furche Kirchschlagel—Maltern parallel verläuft.

Die geschilderten Verhältnisse lassen, an diesem Punkt der Diskussion angelangt, den Schluß zu, daß die Gegend zwischen Schlaining im Süden und etwa Hochneukirchen im Norden vielfach von Störungslinien durchzogen wird, die sich in ein regelrechtes Bruchsystem zusammenstellen lassen und an denen Zeugen ursprünglicher, eruptiver Tätigkeit in Gestalt von Säuerlingen noch heute mehrfach existieren. Die Tragweite dieser Deduktion erhellt nun aus folgendem.

* * *

Die vorausgeschickten Angaben geologischer Natur, speziell die tektonischen Momente, die Gleichheit der wichtigsten Begleitmineralien des Antimonites, die Identität der eruptiven, benachbarten Felsarten weisen betreffs Maltern und Neustift, bzw. Schlaining auf eine gewisse Gleichheit oder zumindest auf einen so hohen Grad von geognostischer Aehnlichkeit aller drei genannten Antimonvorkommen hin, daß ich das Problem ihrer Genesis im weiteren mit Recht einheitlich beurteilen zu dürfen meine. Dabei will ich in erster Linie von der Tatsache ausgehen, daß sowohl bezüglich des Malterner als auch im Hinblick auf das Vorkommen von Neustift durch ältere Untersuchungen die Existenz von Zinnober festgestellt wurde. Auf Grund der Mitteilungen K. Hoffmanns wissen wir nämlich, daß bei Maltern einst sogar einige Zentner Quecksilber gewonnen worden sein sollen (l. c. S. 18; hier S. 350).

Im Hinblicke auf das Neustifter Vorkommen verweise ich auf den vorausgeschickten Punkt 10 des Zitates (S. 354) nach den Rochata'schen Angaben bei Schmidt. In dieser Hinsicht wurde mir übrigens in dankenswerter Weise folgender Zahlenwert von seiten der Leitung des Antimonitwerkes der Firma Miller zu Aichholz zur Verfügung gestellt. In einer Probe vom Vinzenzischacht (vgl. Tafel IX [1]) wurden einmal analytisch 4·45% *Hg* nachgewiesen.

Ferner erfuhr ich ebendort, daß der Zinnober da an der unteren Grenze des angeblich graphitischen Antimonitvorkommens gefunden worden sein soll.

Bei obigem Vorgang bekommen wir insofern eine verläßliche Basis für weitere Deduktionen, weil bekanntlich „unsere Kenntnis der Genesis der Quecksilbererze sicherer als bei der Mehrzahl der übrigen gangförmigen Erzlagerstätten [1]) ist“ und in weiterer Folge deshalb, weil die Entstehung der Antimonerzlagerstätten (nach Beyschlag-Krusch-Vogt, II. Bd., S. 269) eine ähnliche sein dürfte wie diejenige der Zinnobervorkommen. Nachstehend ein kurzer Ueberblick der gegenständlichen Gesichtspunkte.

Genauere Untersuchungen von Quecksilberlagerstätten lehren, daß es aus dem Erdinnern aufsteigende Minerallösungen (Thermen, Fumarolen) waren, durch die die Gangspalten mit Quecksilberverbindungen gefüllt wurden. Diese Lösungen sind natürlich als Folgeerscheinungen vorausgegangener Eruptionen zu deuten und stellen demnach eine der letzten Phasen eruptiver Prozesse vor.

„Becker [2]) hat“ ferner „zuerst mit Recht betont, daß die meisten Quecksilberlagerstätten großen, tektonischen Linien folgen [3]).“

Weiters wurde bereits erkannt, daß die meisten Vorkommen zu jungen Eruptivgesteinen in Beziehung stehen; dies von der größten Azidität (Trachyt, Pechsteinporphyr, Quarzporphyr) bis zur äußersten Basizität. Am Avalaberg bei Belgrad ist das Quecksilbererz beispielsweise bekanntlich engstens an den Serpentin gebunden.

Wie bei den Jungen Goldsilbergängen, so ist auch bei den Quecksilbervorkommen der „Quarz das wichtigste Gangmaterial; erst in zweiter Reihe folgen Karbonspäte, während Fluormineralien in der Regel so gut wie ganz fehlen.“ [4])

„Das Auftreten von Arsen und Antimonmineralien, obwohl meist in geringer Menge, ist auch auf den Quecksilberlagerstätten bemerkenswert [4]).“

Ein negatives Merkmal der Quecksilberlagerstätten ist ihre bekannte Mineralarmut; namentlich gegenüber der ihnen so nahe stehenden Gruppe der Jungen Goldsilbergänge.

„Aus den Untersuchungen von Christy, Le Conte und Rising, Pošepny, Becker, Melville ergibt sich, daß sich“ Zinnober in Kalifornien (Sulphyr Bank) und in Nevada (Steamboat Springs) „aus einem Thermalwasser ausscheidet, in dem Schwefelquecksilber in überschüssigem Na_2S gelöst ist. Aus solchen Lösungen kann Zinnober ausfallen durch Verdünnung, durch Oxydation und durch Entweichen von H_2S bei der Zerstörung von Na_2S, durch Ammoniak bei niedriger Temperatur oder durch reduzierende Einwirkung von Kohlenwasserstoff. In ähnlicher Weise dürften auch andere Zinnobervorkommen gebildet worden sein [5]).“ — Die Bildung von Auripigment und Realgar, also von Schwefelverbindungen des Arsens, das dem Antimon chemisch gewiß hinreichend nahe steht, ist an den Geysirs des Yellowstone Parks auf ähnliche Weise zu erklären (l. c. S. 125).

Schließlich sei noch auf die Bedeutung des Schwefelwasserstoffes verwiesen, auf dessen Rolle betreffs der Genesis des Zinnobers Becker, Mellville und Weinschenk aufmerksam gemacht haben. — Die beiden ersten

---

[1]) Beyschlag-Krusch-Vogt, „Die Lagerstätten der nutzbaren Minerale und Gesteine“ I. Aufl., I. Bd., S. 457.

[2]) G. F. Becker, „Quicksilver Deposits of the Pacific Slope. U. S. Geol. Surv. Monogr. XIII. 1888 Nachtrag in Mineral Resources of U. S. for 1882.

[3]) Zitat nach Beyschlag-Krusch-Vogt. S. 454.

[4]) Beyschlag-Krusch-Vogt, l. c. S. 175.

[5]) Beyschlag-Krusch-Vogt, l. c. S. 172—173.

Forscher haben bekanntlich „experimentell nachgewiesen, daß HgS in einer heißen Lösung von $Na_2S + H_2S$ etwas, dagegen nicht in kaltem $NaHS$, löslich ist[1]." „Auch Weinschenk (Zeitschrift für Krist. und Min. XVII, 1890) stellte durch die Einwirkung von Schwefelwasserstoff bei einer Temperatur von 230 bis 250° bei erhöhtem Druck gute Zinnoberkristalle aus einer Quecksilberlösung dar[1]."

Im Hinblick auf die Antimonitvorkommen von Maltern—Schlaining muß zwar zugegeben werden, daß wir dort Thermen und Fumarolen nicht kennen; dies ist selbst dann nicht unanfechtbar, wenn wir speziell die Quellen von Tatzmannsdorf ins Auge fassen, deren Natur in chemischer Hinsicht bereits etwas genauer bekannt[2]) ist. — In dem erstzitierten Werke werden sie (drei an der Zahl, obschon im Tatzmannsdorfer Tal, wie schon gesagt, eigentlich acht hierhergehörige Quellen entspringen) kurz als bromhaltiger, erdig-alkalischer Eisensäuerling benannt. Die drei genauer bekannten (der Karls-, Max- und der Gabriels-) Brunnen riechen zudem mehr oder weniger nach Kohlenwasserstoff. Temperaturen: Karlsbrunnen 10° R, Maximilianbrunnen 11° R.

Ich dürfte kaum auf einen Widerspruch stoßen, wenn ich auf Grund der ganzen, vorn beleuchteten Sachlage annehme, daß die zahlreichen Mineralquellen des Gebietes mit der größten Wahrscheinlichkeit die letzten, noch aktiven Zeugen ursprünglicher Eruptionen vorstellen. Zwischen der Oberfläche und dem Erdinnern bestehen demzufolge noch heute Verbindungswege für Lösungen; nur noch mehr muß dies in der Vorzeit der Fall gewesen sein.

In zweiter Linie verweise ich auf die evident vorhandenen Bruchlinien und an dritter Stelle an die (relative) Nachbarschaft von Eruptivgesteinen, mit denen ich mich namentlich im Schlußkapitel beschäftigen will.

Die bisher erwähnten Momente beweisen es hinreichend sicher, daß die Vorbedingungen zur Bildung von Zinnober aus Lösungen, wie dies anderwärts sichergestellt wurde, nördlich von Schlaining gegeben waren.

Damit stimmt ferner der Umstand sehr gut überein, daß die wichtigste Gangart Quarz ist, dem erst in zweiter Linie der Kalzit folgt, und daß das ganze Vorkommen nur eine ganz kleine Reihe verschiedener Mineralgattungen aufzuweisen imstande ist.

Bis zu dieser Stelle der Besprechung ergeben sich demnach nur genetische Kongruenzpunkte der in Rede stehenden Antimonitvorkommen im Hinblick auf bekannte Quecksilberlagerstätten, denn das variable Mengenverhältnis ist diesbezüglich kein Hindernis. Wenn auf den *Hg*-Lagerstätten mehr *Hg* als Antimon und in unserem Falle mehr Antimon als *Hg* vorkommt, so steht dies offenbar mit der Natur der primären Heimat dieser Elemente in ursächlichem Zusammen-

[1]) Beyschlag-Krusch-Vogt, l. c. S. 456.

[2]) Hirschfeld u. Pichler, „Die Bäder, Quellen und Kurorte Europas." 2. Bd, S. 493—495. — F. Raspe, „Heilquellen-Analysen für normale Verhältnisse und zur Mineralwasserfakrikation." Dresden, W. Baensch, 1885. (S. 457, Tatzmannsdorf = Tarcsa, ung.)

hange. In einem Falle mag das Magma, aus dem sie stammen, mehr mit *Hg* und in dem anderen mehr mit *Sb* beladen gewesen sein; im ersteren ist eine Quecksilber-, im letzteren dagegen offenbar eine Antimonitlagerstätte entstanden. Daß das Verhältnis von *Hg* zu *Sb* auf Lagerstätten im allgemeinen nicht konstant ist, lehrt übrigens hinreichend klar die Becker'sche Tabelle[1]) da diese in erster Linie zeigen soll, daß Antimonverbindungen auf *Hg*-Lagerstätten im Prinzipe verschieden, allein auch reichlich vertreten sein können.

Nachstehend die chemische Analyse des Pinkafelder Brunnens bei Tatzmansdorf nach Macher[2]):

$NaCl$ (Chlornatrium)	4.820
$NaO . SO_3$ (Schwefelsaures Natron)	4.560
$NaO . 2\,CO_2$ (Doppelt kohlensaures Natron) .	13.410
$CaO . 2\,CO_2$ (Doppelt kohlensaurer Kalk) . .	22.493
$FeO . 2\,CO_2$ (Doppelt kohlensaures Eisenoxydul)	1.076
Kieselsäure	0.520
Summe . . .	46.879
Temperatur des Wassers C° . . .	12°

Wie schon bemerkt, riechen die Quellwässer von Tatzmannsdorf stets etwas nach Kohlenwasserstoff.

In den voranstehenden Zahlen spiegelt sich die Tatsache, daß zumindest in dem chemisch untersuchten Säuerling von Tatzmannsdorf ein verhältnismäßig reichlicher Gehalt von *Na* und auch von *S* existiert. Ein aliquoter Teil davon kann deshalb unter Umständen einmal als Na_2S vorhanden gewesen sein.

Um das jetzige schwefelsaure Natron auf der Erdoberfläche zu erhalten, braucht man sich nur einen chemischen Prozeß im Sinne der Oxydation des Natriumsulfides eingeleitet zu denken. — Selbstverständlich kann man sich indessen die Bildung von Na_2SO_4 sowie von Na_2S in der Natur auch auf irgend einem anderen Wege durchgeführt vorstellen. Die Hauptsache daran ist es ja nur, daß überhaupt die Existenz eines Alkalisulfides unter den gegebenen Umständen denkbar ist, denn daraus kann man die Möglichkeit folgern, daß für das *HgS* im Prinzipe ein hier denkbares Lösungsmittel vorhanden gewesen ist, und im weiteren, daß der Zinnober einst hier in einer Lösung existieren konnte.

Durch welche Mittel das gelöste *HgS* aus der Lösung im weiteren Verlauf des Prozesses ausgefällt werden konnte, bezüglich dieser Frage kommt man in unserem Falle nicht in Verlegenheit. Bei der

---

[1]) Beyschlag-Krusch-Vogt, „Die Lagerstätten etc." I. Bd., 1. Aufl., S. 453.

[2]) Raspe, „Heilquellen etc." S. 457. — Ich bemerke, daß die chemischen Formeln genau wiedergegeben werden; diese alten Formeln stellen demnach die Aequivalente und nicht die Atomzahlen vor, wie wir dies heute zu schreiben pflegen.

allgemeinen, theoretischen Betrachtung wurde bereits auf die Rolle des Kohlenwasserstoffes (S. 366) hingewiesen, der in den erwähnten Quellen von Tatzmannsdorf (S. 368) vorkommen soll.

Ferner wissen wir auf Grund der Hackl'schen Bestimmung, daß zumindest in gewissen Horizonten der ganzen Schichtserie Kohlenstoff führende Straten existieren (S. 362); vielleicht lagen da einst bituminöse Substanzen vor, so daß gewisse (lettige) Erzkörper mit diesen in genetischem, ursächlichem Zusammenhang stehen könnten.

Anderseits erzielte Untersuchungsresultate chemischer Natur führen uns also auf diese Weise teils zum Schlusse, daß für das vorhandene Zinnober in den Mineralquellen der Gegend einst Lösungsmittel vorhanden gewesen sein konnten, teils zeigen sie, daß da auch Fällungsmittel noch jetzt konstatierbar wären.

Auf die Bedeutung einer Verdünnung oder Oxydation möchte ich nicht besonders eingehen; ebenso nicht auf die Rolle eines eventuell vorhanden gewesenen Ammoniaks. Diesbezüglich haben wir keine durch die Natur der Sache speziell gebotene Basis. Dagegen mögen noch ein paar Worte betreffs der Rolle des Schwefelwasserstoffes Aufnahme finden.

Das uns hier in erster Linie interessierende Gebiet repräsentiert den östlichen Rand der Ostalpen, und gehört nach der bekannten Einteilung von A. v. Böhm[1]) zur Gruppe der Krumbacher Berge. Nach der älteren Deutung[2]) hat man es dagegen als südlichsten Teil des sogenannten Rosaliengebirges aufgefaßt. Vacek hielt an dem letzteren Einteilungsprinzipe in seinen vorn zitierten Arbeiten fest. Zu dieser Einteilung möchte auch ich mich bekennen.

Der Mineralquellen des in Rede stehenden Gebietes wurde bereits mehrfach Erwähnung getan. Selbe sind indes keine lokale Erscheinung am östlichen Rande des Rosaliengebirges im obigen Sinne der Gruppeneinteilung. In der Hoffmann'schen Karte findet man eine Mineralquelle knapp westlich von Piringsdorf (an der Rabnitz), nordwestlich von Güns (Köszeg) verzeichnet. Schon Cžjžek erwähnt ferner einen Sauerbrunnen (l. c. S. 505) südlich bei Schwarzenbach[3]), also noch bedeutend nördlicher. Andere, auch allgemein bekannte Mineralquellen findet man schließlich bei Kobersdorf, D.-Kreuz[4]) und bei Sauerbrunn südöstlich von Wiener-Neustadt. Hierhergehörige Phänomene reichen demnach bis an das äußerste, nördliche Ende des Rosaliengebirges. An dieses schließt sich nun das Steinfeld, bzw. das inneralpine Wiener Becken mit seiner Thermenlinie an; eine Quellenreihe, die mit einer oder mit mehreren, tiefen Spalten im Zusammenhange steht. Hierher gehören namentlich auch die Quellen von Baden, die unter anderen Verbindungen auch Schwefelwasserstoff führen.

---

[1]) Dr. A. v. Böhm, „Einteilung der Ostalpen." Penks geogr. Abhandl. Bd. I, Heft 3

[2]) J. Cžjžek, „Das Rosaliengebirge etc." — Vgl. Literatur sub Maltern.

[3]) Erscheint auch in der Spezialkarte 1:75.000 südlich Schwarzenbach und westlich Kobersdorf (Kábold) verzeichnet.

[4]) Führt: Jod, Brom, Strontium und Lithium. Temperatur + 12·25° C.

Bei der geschilderten Sachlage erscheint es mir nicht ausgeschlossen, daß vorerst nur die bezogenen (randlich) im Rosaliengebirge entspringenden Quellen gemeinsame, genetische Ursachen hätten. Diese Erwägung führt mich zu der weiteren Hypothese, daß die verschiedenen Quellen am ganzen Außenrande der Alpen überhaupt von der steierisch-niederösterreichischen Grenze bis Wien ursächlich gleichartigen Ursprunges sein könnten. Deshalb kann man den Gedanken nicht ganz von der Hand weisen, daß in den Quellen bei Schlaining in der Vergangenheit einmal auch Schwefelwasserstoff vorhanden gewesen wäre, der bei der Zinnoberausfällung eine gewisse Rolle gespielt haben konnte. — Für einen Wahrscheinlichkeitsschluß, und nur um einen solchen kann es sich bei der Diskussion des genetischen Problems wie der vorliegende handeln, muß, bzw. darf also zumindest auch obige Ideenassoziation betreffs des H_2S mitberücksichtigt werden.

All die vorgebrachten Argumente gleichzeitig ins Auge fassend, meine ich den natürlichen Verhältnissen am nächsten zu kommen, wenn ich die Bildung des Zinnobers im konkreten Fall auf irgendeine Ausfällung aus Lösungen zurückführe. Diese Lösungen wären mit den vorhandenen Mineralquellen der Umgebung oder mit älteren, hiesigen, mineralisch auch eventuell mehr oder weniger andersgearteten Quellen oder Thermen in ursächlichem Zusammenhang gestanden. Diese hätten ihre Speisung mit mineralischer Substanz tieferen Regionen des Erdinnern zu verdanken. Die unmittelbare, derzeitige Nachbarschaft der Erzkörper scheide ich dagegen für den gegenständlichen Prozeß ganz aus. Die Lateralsekretionstheorie betrachte ich demzufolge vorerst für die Zinnoberbildung als ausgeschlossen (cf. vorn S. 353); noch mehr gilt dies für einen Präzipitationsvorgang (Schnablegger, cf. vorn S. 351, sub 4).

Die Angelegenheit weiter verfolgend, meine ich die Grenzen erlaubter, theoretischer Ueberlegung nicht zu überschreiten, wenn ich annehme, daß die in unserem Fall auf derselben Lagerstätte anzutreffenden Lamprite: Antimonit, Zinnober und Pyrit gleiche oder analoge, genetische Ursachen besitzen. Die Bildungsmöglichkeit, welche einer der drei genannten Schwefelverbindungen zukommt, beleuchtet von selbst das genetische Problem der beiden anderen. Aus diesem Grunde betrachte ich ipso facto auch betreffs des Antimonites den Wahrscheinlichkeitsschluß als erbracht, demzufolge dieses Erz zwischen Schlaining und Maltern aus Lösungen, die aus dem Erdinnern stammten, ausgefällt worden war. Selbstverständlich darf man indes diesen Schluß nicht in der Weise umdrehen, daß man in jeder dortigen Quelle eine Erz- oder speziell eine Antimonitbringerin erblicken wollte!

Wie es vorn erwähnt wurde, soll einst bei Maltern ein Gang existiert und abgebaut worden sein. Dieses Phänomen gehört demnach zu den Erzkörpern sub 1 (cf. S. 361). Seine Bildungsmöglichkeit deckt sich mit jener bei Neustift oder im Kurtwalde. Außer in Gangform tritt indessen der Antimonit von Maltern auch in Gestalt größerer oder kleinerer Knollen sowie dünner Kluftüberzüge, und zwar meines Wissens nur im Kalk auf. Die Kluftüberzüge sind

sicher Spaltenfüllungen, wenn auch von praktisch nicht brauchbarer Größe und gehören demzufolge in die Kategorie der Gänge. Dies gilt dagegen für die knollenförmigen Gebilde nicht mehr. Ihre Genesis stelle ich mir am leichtesten vor, wenn ich annehme, daß da metasomatische Verdrängungen des Kalkes durch Lösungen vorliegen. Im gleichen Sinne dürfte man sich vielleicht auch die Genesis jener Erzmassen vorzustellen haben, die bei Neustift (cf. Tafel IX [3]) mehr oder weniger an den Kalk gebunden gewesen sein sollen ohne Gangcharakter zu besitzen. Damit wäre schließlich auch folgende, betreffs Maltern auf mikroskopischem Wege festgestellte Tatsache sehr gut in Einklang zu bringen.

Neben dem Karbonat findet man im Nachbargestein des Erzes ein farbloses Mineral mit nachstehenden Merkmalen: opt. pos. einaxig, wasserklar, sechsseitig begrenzt, manchmal leistenförmig entwickelt mit beiderseitiger Zuspitzung der Leisten, diese mit gerader Auslöschung, lokale, mechanische Zertrümmerung, manchmal undulöse Auslöschung, Fehlen von Verwitterungserscheinungen; demnach deutliche Beweismomente für den Quarz. Oft beobachtete Grenzlinien sprechen dafür, daß er an Ort und Stelle entstanden. Deshalb erscheint es mir glaubhaft, daß die SiO_2 an Ort und Stelle nach Verdrängung des Karbonates auskristallisiert ist, und daß derartige Quarzkörner eine Art Gangmineral vorstellen. Dies wäre demnach eine Verquarzung des Kalkes gelegentlich der Erzbildung (cf. vorn S. 347).

Im Zusammenhang mit dieser Frage wäre nun noch die Natur jener Felsart ins Auge zu fassen, die den mineralischen Bringer und die Heimat des Quecksilbers, bzw. Antimons vorstellen soll. Diesbezüglich wurde andeutungsweise bereits der Serpentin erwähnt, der im Rechnitzer Gebirge nach den Angaben der älteren, geologischen Karten keine geringe Verbreitung besitzt. In demselben Sinne nahmen Stellung auch bereits alle älteren Forscher, das heißt: der Serpentin sei irgendwie an der Erzbildung beteiligt. Die gegenständliche Deutung möchte ich schon wegen der Nähe des Serpentins und weil hier an ihn auch andere Erze gebunden zu sein scheinen (Pyrit, Kupfererze: bei Glashütten und Bernstein) nicht bedingungslos in Zweifel ziehen.

Aus weiter unten ausführlicher zu motivierenden Gründen sei indessen auch auf den Umstand verwiesen, daß noch auf ungarischem Gebiet nördlich vom Rechnitzer Gebirge zwei Basaltvorkommen bekannt sind. Das eine befindet sich bei Pullendorf (Pulya), etwa nördlich von Güns, das zweite dagegen nahe an der Grenze, es ist dies der Pauliberg, beiläufig südwestlich von Kobersdorf, aus welcher Gegend ich vorn zwei Mineralquellen (eine nach Cžjžek) erwähnt habe. Deshalb wäre vom theoretischen Standpunkte auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die gegenständlichen Minerallösungen von basaltischen Magmaherden stammen könnten. Letzteres namentlich deshalb, weil basaltische Gesteine weiter im Süden und im Südosten von unserem Gebiet anzutreffen sind [1]). In ersterer Hin-

[1]) Die Behandlung dieser Frage behalte ich mir für den Schlußabschnitt dieser Zeilen vor.

sicht denke ich dabei an die Basalte von der ungarisch-steierischen Grenze, die bei Gleichenberg, d. h. zwischen Radkersburg und etwa Fürstenfeld, also etwa südöstlich von Graz vorkommen, und in zweiter Linie an jene aus der Umgebung vom Plattensee (Balaton). Dabei bin ich mir sehr wohl der großen, territoriellen Entfernung dieser Gegenden bewußt, allein sie wird bezüglich der eventuellen geologisch-tektonischen Zusammengehörigkeit nicht zu groß, wenn man den Maßstab anlegt, an den wir diesbezüglich in Böhmen gewohnt sind. Man denke in dieser Hinsicht an die Entfernung der Limburgite vom Košumberg und von Chlumeček bei Luže[1]) (Spezialkartenblatt Hohenmauth und Leitomischl, Zone 6, Kol. XIV) oder der Basalte vom Kuňeticer Berge[1]), Spojiler Gang oder der Semtiner Breccie[2]) bei Pardubitz vom nordböhmischen Basaltgebiet.

Und dabei ist es trotzdem so gut wie sicher, daß die ganze Gruppe der böhmischen Basalte im weiteren Sinne des Wortes ursächlich auf irgendeinen gemeinsamen Herd zurückzuführen ist, der die Erdkruste auf einem Spaltennetz durchbrach, dessen Anlage mehr oder weniger systematisch ist und die im Prinzip höchstwahrscheinlich von nur einem primären Erscheinungskomplex[3]) abgeleitet werden soll.

Wäre voranstehende Hypothese zulässig, dann könnte man die große, montangeologische und genetische Homologie der Antimonitvorkommen von Schlaining mit jenen von Trojane erst recht gut verstehen, wie dies später beleuchtet werden soll.

III. Trojane bei Sagor in Krain.

Der Gegenstand dieses Abschnittes ist:

1. der Antimonbergbau der Gewerkschaft Trojana in Trojane[4]) bei Gallenegg—Izlak, bzw. bei Sagor an der Sawe in Krain und

2. eine Reihe von Freischürfen an der krainisch-steierischen Grenze etwa östlich von Trojane.

Alle meine Angaben beziehen sich auf den Stand der Aufschlüsse in der zweiten Hälfte August 1915. Sie betreffen die:

---

[1]) Dr. K. Hinterlechner, „Ueber Basaltgesteine aus Ostböhmen." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900. 50. Bd., S. 469—526.

[2]) Dr. J. J. Jahn, „Basalttuff-Breccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896.

[3]) Autor dieser Zeilen hat gegenwärtig eine Arbeit unter der Feder, die sich mit derartigen Problemen beschäftigt und die das Gebiet der ganzen böhmischen Masse, einen Teil der Nordalpen und der westlichen Karpaten umfaßt. Auch diese Arbeit erscheint in absehbarer Zeit in unserem Jahrbuche.

[4]) M. V. Lipold, „Bericht über die geologischen Aufnahmen in Ober-Krain im Jahre 1856." Jahrb. d. k. k. geol R.-A. Wien 1857. VIII. Bd., S. 212.

A. im Betriebe stehenden Anlagen, und zwar:

1. die Kraljbaue (Kralj 1 und 3),
2. den Podzidbau,
3. den Zinkastollen,
4. die Anlage bei Brezje (Bresie), westlich Cemšenik (Tschemschenik) und

B. Schürfe und natürliche Aufschlüsse von folgenden Oertlichkeiten:

1. die Schürfe von Znojile (Snoile),
2. Antimonitfunde südwestlich davon,
3. südlich Zaloke (Saloke),
4. in Brezje selbst,
5. Funde nordöstlich von Perhovc (Perhouc) im Tale des Lesi potok,
6. einen Fund beim Hause des Bauern Vlk oder Volk, östlich an der Straße Bad Gallenegg—Trojane und westsüdwestlich von Brezje,
7. eine Oertlichkeit etwa nordwestlich vom Škrbinc (Skrbinz) im Tale des Orehovica-Baches, und schließlich
8. vom linken Ufer des Lesi potok, östlich von Perhovc.

* * *

In den Gailtaler Schichten der Umgebung von Trojane (Kerschstätten, Dorf nördlich [1]) von Vače (Waatsch), Hrastnik [2]), Jesenovo, östlich von Čemšenik) befanden sich seit dem 17. Jahrhunderte Baue auf Antimonit. „Schon Hacquet erwähnt derselben (Oryctographia carniolica, III. Bd., S. 7), und nach seiner Angabe hat auch Scopoli, der bekannte Naturforscher Krains, dort graben lassen [3]).“ „Der mit weißem Quarz auftretende Antimonglanz bildet stenglich-blättrige Aggregate“ etc. [3]).

Bezüglich der späteren bergmännischen Arbeiten in der in Rede stehenden Gegend machte mir Herr Ing. M. Glaesener in dankenswerter Weise ausführliche Mitteilungen, denen ich namentlich folgendes entnehme:

Im Jahre 1864 beutete ein gewisser Klodner aus Wien im Verein mit einem gewissen Ripper eine kleine Mine aus, welche auf einer der zahlreichen Antimonitadern bei „Podzid“ zwischen Trojane und Hrastnik angelegt worden war. Die beiden Unternehmer mußten indessen ihre Arbeiten mangels der zu einer rationellen Ausbeutung nötigen Geldmittel wieder einstellen.

---

[1]) Das Dorf Kerschstätten (Kerschstetten), auch Kerschdorf = Češnjice, liegt eigentlich nordnordwestlich von Vače = Watsch, auch Waatsch; ein Kerschdorf (Češnjice) verzeichnet die Spezialkarte auch fast nördlich von Vače. Beide Orte liegen jedoch nicht mehr im Bereiche des Paläozoikums. Voss dürfte die erstere Lokalität gemeint haben.

[2]) Hrastnik zwischen Trojane und Čemšenik.

[3]) W. Voss, „Die Mineralien des Herzogtums Krain.“ Laibach 1895.

Vom Jahre 1864 an lagen die Antimonminen von Trojane in Vergessenheit; erst im März 1904 wurden sie einer ca. sechsmonatigen Prospektierung unterzogen, und zwar durch Herrn Ing. M. Glaesener. Nach den Angaben des Genannten existieren außer 3 hauptsächlichen Paralleladern noch andere, da Mineralspuren im Umkreise von 25 Quadratkilometern darauf hindeuten. Von diesem ganzen Vorkommen hat sich Herr Ing. Glaesener das Schurfrecht gesichert.

Vom Jahre 1904 bis 1906 setzte er dann seine Aufklärungsarbeiten fort, und zwar mit Resultaten, die ihn zur Aufsuchung eines Kapitalisten behufs Fortsetzung der Arbeiten ermutigten.

Im August 1907 beauftragte Herr Marc Fuchs in Charlottenburg den preußischen Staatsgeologen, Herrn Dr. Finkh, mit der Besichtigung der ausgeführten Aufklärungsarbeiten und der Abfassung eines Berichtes über die bezüglichen Ergebnisse.

Da Dr. Finkh vorgeschlagen hatte, die Arbeiten in größerem Maßstabe fortzusetzen, stellte Herr Fuchs dem Herrn Glaesener die nötigen Mittel zur Verfügung, um die von seinem technischen Beirat für notwendig erklärten Aufschlußarbeiten auszuführen, welche, im November 1906 begonnen, hinreichende Resultate ergaben, um im April 1907 bei der Oberbergbehörde (in Klagenfurt) um die endgültige Konzession nachzusuchen.

Laut Urkunde der Bergbehörde in Klagenfurt vom 27. Mai 1907 wurden 180, 465 und 2353 *m* Grund und Boden Herrn Marc Fuchs konzessioniert; die erste Konzession trägt den Namen „Zinka-Grubenfeld“.

Im Jahre 1908 gründete hierauf Herr M. Glaesener die Antimonbergbau-Gewerkschaft Trojane, welche im Jahre 1911 an eine belgische Aktien-Gesellschaft in Brüssel überging.

Alle hier zur Sprache kommenden Vorkommen von Antimonerz befinden sich ausnahmslos in den paläozoischen Schiefern des sogenannten Tüffrer Aufbruches; demnach in jenem Komplexe paläozoischer Sedimente, die generell ostwestlich streichend aus der Gegend östlich von der Linie Cilli — Tüffer gegen West, über die krainisch-steierische Landesgrenze hinweg, bis in die Gegend bei Stein in Krain reichen.

Auf Grund der F. Teller'schen, geologischen Spezialaufnahme (1 : 75.000) sowie auch seiner Originalkartenblätter (1 : 25.000) gehören die gegenständlichen, erzführenden Sedimente ausschließlich dem Karbon an, und wären in die Gruppe der Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate dieser Formation einzuordnen; in dieser Gesteinsreihe kommen die Tonschiefer besonders in Betracht.

Wie bereits angedeutet, streichen die in Rede stehenden, erzführenden, karbonischen Gesteine im allgemeinen ostwestlich und verflächen steil teils südlich, teils nordwärts. Im Gegensatze zu dieser allgemeinen Tatsache sind die bezüglichen Schiefer von speziellen Oertlichkeiten sehr verschieden gelagert. Gar nicht selten kann man selbst in einem ganz kleinen Bereiche die unterschiedlichsten

Lagerungsverhältnisse nachweisen, wie dies folgende Beobachtungen lehren.

Knapp nördlich von Bad Gallenegg streicht das Karbon nach h 9 mit nordöstlichem Verflächen: 30°; südlich bei Perhovc dagegen: Streichen h 4, Verflächen südöstlich, 20°. Etwa in der Mitte zwischen Bad Gallenegg und Škrbinc fand ich am linken Gehänge des Orehovica-Baches zweierlei Lagerungen: 1. Streichen h 4, Verflächen südöstlich, 40° und 2. Streichen h 11 bis 12, Verflächen steil östlich: 70—90°. Faßt man dagegen die Gegend knapp nördlich bei Perhovc ins Auge, so streichen hier die Schiefer nach h 6—7, 90°. Etwa 500 *m* nördlich von den letzten Häusern von Perhovc fand ich dagegen: Streichen h 9—10, Verflächen nordöstlich, 40°. Noch interessanter als diese Tatsachen sind aus einem ganz bestimmten Grunde folgende Beobachtungen aus dem Tale des Orehovica-Baches oberhalb vom Bad Gallenegg. Beim Škrbinc streicht das Paläozoikum auf dem rechten Ufer nach h 9 mit südwestlichem Verflächen. In ähnlichem Sinne verzeichnet F. Teller das dortige Perm in der Richtung gegen den Štor, also vom Škrbinc gegen West. Schon dies bringt die Gegend Bad Gallenegg-Perhovc in einen gewissen Gegensatz zu jener beim Škrbinc. Mit Rücksicht auf die Schlußfolgerungen wird indessen die weiter nördlich gelegene Gegend noch beachtenswerter.

Südlich Hrastnik mündet in den Orehovica-Bach der Jelenčik-Bach; am linken Ufer des letzteren streicht das Karbon nach h 7—8 mit südwestlichem Verflächen, 80°, an der Straße und am rechten Ufer streicht es dagegen zwar nach h 10, allein mit nordöstlichem Einfallen und dies an einer Stelle unter 30° an einer benachbarten aber unter 80°. — An der Straße, die nach Trojane führt, fand ich weiterhin unter- und oberhalb von dieser ein Streichen zwischen h 5—7 mit entsprechend nördlichem Verflächen: 10—30°. Oestlich Podzid sind die Schiefer zwar ähnlich gelagert, allein ich fand in ein und demselben Aufschlusse auch folgende Verhältnisse: 1. Streichen h 6, nördliches Verflächen 10° und Streichen h 2—3, Verflächen nordwestlich 30—40°. Sehr beachtenswert erscheinen mir ferner die Lagerungsverhältnisse auf dem Wege von der Lokalität Podzid zur Kirche dieser Ortschaft. Da fand ich nämlich zweimal ein Streichen nach h 1, bzw. 2—3 mit entsprechend östlichem Einfallen 10°, einmal war dagegen das Einfallen entsprechend westlich, 50° bei einem Streichen nach h 2. — Schließlich noch die Lagerungsverhältnisse im Orehovica-Tal unterhalb Podzid. Das Streichen ist beiderseits etwa ostwestlich, das Einfallen dagegen auf dem nördlichen Ufer nördlich, 60—70°, und auf dem südlichen südlich, 40°. — Das letztere Verflächen ist demzufolge auch gerade entgegengesetzt den Verhältnissen nördlich vom, und jenem an der Straße nordwestlich vom Jelenčik-Bache, obschon da überall ein gleiches Verflächen zu erwarten gewesen wäre.

Die Furche des Orehovica-Baches ist in seinem Quellgebiete ein Längstal; unter Podzid geht es dagegen in ein Quertal über, was es dann bis Gallenegg bleibt. Für diese letztere Strecke ist ihr geradliniger Verlauf sehr sinnfällig.

Aus den Angaben A. Bittners[1]) und aus der graphischen Darstellung F. Tellers ist leicht zu ersehen, daß die Tüffrer Tertiärbucht von zahlreichen Querstörungen betroffen wurde. „Querstörungen durchsetzen das Gebiet vielfach, und zwar läßt sich eine gewisse Abhängigkeit der Quertäler von solchen Störungen erkennen". (Bittner, l. c. S. 593). Aus der ganzen Reihe dieser Linien interessieren uns hier zuerst nur die nordwestlich bis nordnordwestlich verlaufenden. Aus ihrer generellen Anlage ist nämlich zu ersehen, daß diese einem gewissen Gesetze folgen. Ganz dasselbe Gesetz spiegelt sich nun bezüglich der gleichbleibenden Richtung, etwa NW—SO, auch für das Quertal der Orehovica.

Das schon paarmal erwähnte Bad Gallenegg verdankt seine Existenz dem Umstande, daß am rechten Gehänge des Orehovica-Tales eine Akratotherme mit folgenden Charaktermerkmalen[2]) entspringt. „Die Therme tritt nahe der Grenze heller, mitteltriadischer Kalke und Dolomite gegen altmiocäne Mergel zutage, und zwar an der Abbruchzone weiter Schiefer- und Sandsteingebiete der Steinkohlenformation."

Temperatur 26° C. — „Die Summe der gelösten, festen Bestandteile beträgt 0·36 *g*, wobei Hydrokarbonat, Kalzium und Magnesium-Ionen vorwalten." Kieselsäure (meta) ($H_2 SiO_3$) 0·0120, freies Kohlendioxyd 0·0142 = 7·86 cm^3 bei 26° C und 760 *mm* Druck. — Das gegenständliche Bad wird schon im Jahre 1687 von Valvasor, dem bekannten Historiker Krains, dessen Stammschloß sich übrigens bei Gallenegg befand, erwähnt.

An der Hand der Teller'schen Karte wäre es eine Leichtigkeit, den gleichen Charakter auch noch für gewisse, benachbarte Talfurchen, wie für jene des Lesi potok und des Kotredeš-Baches, auf der Strecke Znojile—Ruine Gallenberg abzuleiten, ich verzichte indessen darauf, weil mir nicht genug eigenes Beobachtungsmaterial zur Verfügung steht, wohl möchte ich dagegen hier folgende Angaben A. Bittners (l. c. S. 593) anführen. „Es sei hingewiesen . . . ." „auf eine vielleicht vorhandene, geringere Störung im Kotredeštale." „Alle diese Querbruchlinien von mehr oder weniger deutlich ausgesprochenem Charakter haben nordnordwestlichen Verlauf."

„Ein anderes, diese Querbrüche kreuzendes System von nordnordöstlicher Richtung ist vielleicht angedeutet" „durch den Izlaker-Graben, welcher höchstwahrscheinlich der großen Querstörung entspricht, die zwischen Schloß Gallenberg und Zabreznik das Grundgebirge durchsetzt. Auch die anscheinende Verschiebung des Grundgebirges bei St. Georgen dürfte hier anzureihen sein."

Bei der geschilderten Sachlage dürfte es nun kaum befremden, wenn ich das Karbon zwischen Trojane im Westen und Znojile (Snoile) im Osten als von mehrfachen Störungen zergliedert auffasse.

---

[1]) „Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1884. 34. Bd., S. 432—596.

[2]) „Oesterreichisches Bäderbuch" von K. Diem. Wien, Urban u. Schwarzenberg, 1914. S. 218 und 219.

A. Die Anlagen unter Trojane.

Als Basis für die folgende Orientierung diene das Spezialkartenblatt „Cilli—Ratschach“, Zone 21, Kol. XII (1 : 75.000).

Die Kraljbaue (I, II und III) liegen auf dem rechten Ufer des Orehovica-Baches; südöstlich von Trojane und fast südlich von Podzid.

Der Podzidstollen ist in demselben Tale, auf dem linken Ufer, südlich Podzid in (generell) nördlicher Richtung vorgetrieben worden.

Die Kraljbaue und der Podzidstollen liegen demnach territoriell nahe zusammen.

Die drei Zinkastollen liegen westlich davon in demselben Tale und gleichzeitig so gut wie südlich von Trojane. Ihre horizontale Entfernung von den Kraljbauen und vom Podzidstollen beträgt beiläufig 1 *km*.

Diese geographischen und die beobachteten, geologischen Verhältnisse gestatten eine gemeinsame Besprechung der angeführten Montanobjekte.

Die erzführenden, karbonischen Schiefer sind petrographisch als dunkelgraue bis schwarze, dünnschiefrige Gebilde anzusprechen, die lokal einen teilweise größeren Quarzgehalt aufweisen; deshalb können sie örtlich zum Teil etwas härter werden als manche nachbarliche Partien. Physikalisch genommen sind demnach diese Schiefer auch dann etwas inhomogene Massen, wenn wir von der Schieferung ganz absehen.

Das generelle Streichen ist, wie schon gesagt, ostwestlich. In den Kraljbauen fallen die Schiefer (steil) südlich, im Podzidstollen dagegen (ebenso) nördlich ein. Ein direkter Zusammenhang der Schichten ist derzeit nicht nachweisbar; vielleicht liegt auch da eine Störung vor. Von einem Identifizieren der Erzvorkommen in beiden Gebieten muß schon deshalb vorläufig Abstand genommen werden. Letzteres indessen auch aus folgendem Grunde.

Von obigen, generellen Lagerungsverhältnissen sind in den Stollenanlagen auf Schritt und Tritt Abweichungen nach allen möglichen Richtungen nachweisbar vorhanden. Nicht selten findet man die Schiefer bizarr verbogen, sigmoidal verdrückt und auch ganz in ein Trümmerwerk von Schieferbruchstücken zerlegt.

Aus den Schiefern scheinen durch die Zerdrückung sogar wie lettige Massen hervorzugehen, die von der ursprünglichen Natur der Schiefer nur wenig oder (graduell verschieden) so gut wie gar nichts mehr erkennen lassen.

Ihrer Natur nach müssen wir in der Lagerstätte — dies gilt hier ganz allgemein für alle eingangs sowohl sub *A* als auch sub *B* angeführte Oertlichkeiten — folgende Gebilde mineralogisch unterscheiden:

1. Quarz,
2. Pyrit,
3. ganz lokal und sehr selten Kupferkies,
4. Spateisenstein in geringer Menge, und schließlich
5. das Erz (den Antimonit) selbst.

1. Der Quarz ist milchweiß und bildet gerade in den stärkst zerdrückten Gesteinspartien im allgemeinen bis auf einige Zentimeter breite Adern; manchmal schwillt jedoch derselbe auch bis auf einige Dezimeter und sogar bis auf einen Meter an. Letzteres wurde beobachtet vom Herrn Bergrat Ing. J. Kropáč. Anhaltend sind die Quarzadern nicht. Dieselben liegen sehr oft — wenn nicht fast in der Regel — zu einem feinen Sande zerdrückt vor, oder man kann den Quarz zwischen den Fingern leicht zu Sand zerdrücken.

Es ist klar, daß der Quarz auf Klüften abgelagert wurde, die durch orogenetische Prozesse verursacht worden waren. Da er nachträglich zerdrückt wurde, so folgt daraus, daß die gegenständlichen Bewegungen eine zwar unbestimmte, allein sicherlich längere Zeit anhielten. Wiederholung des Druckes? — Gesteinsquellung (karbonische Schiefer!) könnte jedoch dabei auch eine gewisse Rolle gespielt haben.

Wie es später noch besonders hervorgehoben werden soll, tritt der Quarz territoriell Hand in Hand mit dem Antimonit auf. Dabei habe ich einen Fall beobachtet, in dem eine etwa fingerdicke Antimonitplatte (Gang) eine zerdrückte Quarzpartie durchsetzte. Da der Antimonit nicht zerdrückt vorlag, deshalb folgere ich daraus, daß dieses Gebilde als spätere Ausscheidung in dem bereits roglig gewordenen, älteren Quarz eine Kluft ausgefüllt hat. Ein derartiger Fall konnte jedoch nur einmal konstatiert werden.

2. Den Pyrit fand ich zwar häufig, allein stets in kleinen, nur einige Millimeter nach den verschiedenen Dimensionen messenden, unregelmäßigen Körnern und Körneraggregaten.

Die Verteilung desselben an und für sich läßt keine besonderen Schlußfolgerungen zu; mit Bezug auf den Antimonit ist es dagegen wichtig zu wissen, daß sich diese zwei Minerale allem Anscheine nach vertreten, so daß sie nie zusammen vorkommen. Wo der Pyrit auftritt, fehlt also der Antimonit und umgekehrt.

3. Der Kupferkies ist sehr selten, eigentlich nur spurenweise vorhanden, und erscheint mir deshalb weiter kaum der Rede wert. Seine Dimensionen sind noch kleiner als jene des Pyrites.

4. Der Eisenspat (Diagnose auf Grund der chemischen Untersuchung der Kriegsverwaltung des Bergwerkes). Derselbe soll in der Grube häufig, allein nur in kleinen Partien auffindbar sein. Er bildet manchmal Umhüllungen von Erzkörpern. — Das Auftreten des Eisenspates ist an starke Störungszonen gebunden. Deshalb findet man ihn in der Nachbarschaft des Gangquarzes und des Antimonites.

5. Das Erz. Die Antimonverbindungen treten zumeist als Sulfid, demnach als Antimonit, auf; dieser ist das primäre Erz. Seine Form ist derb. Stengelige Gestalten sind mehr oder weniger angedeutet.

Sekundär bildet sich aus dem Antimonit namentlich ein weißes bis hellgraues Material, in dessen Mitte man meist noch Spuren des Sulfides findet. Unter den Neubildungen ist diese Verbindung entschieden die weitaus verbreitetste und deshalb für die Praxis neben dem Antimonit gewiß die wichtigste. Manchmal findet man auch gelbe bis hellgraue Zersetzungsprodukte (Valentinit?).

Herr Dr. O. Hackl untersuchte das erstgenannte, weiße Zersetzungsprodukt des Antimonites chemisch. Seinen Angaben entnehme ich folgendes:

„Im geschlossenen Kölbchen bildet sich beim Erhitzen kein Sublimat, wohl aber wird dabei Wasser ausgetrieben; die Probe bleibt hierbei unverändert und schmilzt nicht. Vor dem Lötrohr auf Kohle ist die Substanz ebenfalls unschmelzbar. Durch Lösen in HCl, Verdünnen und Einleiten von Schwefelwasserstoff, wodurch ein orangefarbiger Niederschlag von Schwefelantimon entstand, wurde Antimon nachgewiesen. Schwefel konnte weder makro- noch auch mikrochemisch festgestellt werden; dagegen wurde aus angesäuerter Jodkaliumlösung wie durch Superoxyde Jod ausgeschieden und durch Zusatz von Stärkelösung identifiziert. Das Material ist daher wasserhältiges SbO_2, Stiblith.“

Von der gelben Substanz konnte ich zu wenig Material sammeln, um eine sichere, chemische Untersuchung durchführen zu können.

Der Antimonit tritt in dreifacher Weise auf, und zwar:

1. in Gangform,
2. scheinbar lagerartig und
3. in einer Art Lettenmasse.

1. Die Gänge sind mit Antimonit ausgefüllte Spalten des Nebengesteins oder des Gangquarzes. Mit Bezug auf das Nebengestein sind diese als echte Quergänge zu deuten, das heißt sie durchschneiden die Schichtung des Nebengesteins. Ihrer Zahl nach sind derlei Erzkörper verhältnismäßig selten zu beobachten. Geradezu ein Charakteristikum der Lagerstätte ist die starke Absätzigkeit der Antimonitgänge.

Die Gänge sind höchstens 5 *cm* mächtig; eine größere Mächtigkeit ist selten. Umgekehrt können die Gänge viel schmäler werden.

2. Sehr häufig bildet der Antimonit nur schütter verteilte, linsenförmige Gebilde, die den Schiefern in der Schieferungsebene konkordant eingeordnet sind. Ich fasse solche Formen als in ihrer Ausbildung zurückgebliebene, also nicht zur vollen Entwicklung gelangte Lagergänge auf. Zur Erläuterung dessen erscheint mir folgende Beobachtung beachtenswert, die ich obertags machen konnte.

Ungefähr 200 *m* von der Abzweigung des Weges, der von der Straße nach Trojane zu den Kraljbauen führt, fand ich in der Wegböschung Spuren von Antimonit mit hellgelblichen, unregelmäßig verteilten Zersetzungsprodukten desselben Minerals. Die Grenze gegen das Nachbargestein war zum Teil verschwommen und nicht scharf (vgl. oben S. 373 sub *B*, 7).

An dieser Stelle war der Antimonit in die karbonischen Schiefer parallel zur Schieferung eingeordnet. Von einem Quergange war demnach hier gar keine Rede.

Schließlich sei erwähnt, daß dieser Schiefer samt dem Antimonit s-förmig verbogen war. Könnte man die in Rede stehende Falte horizontal aufrollen, so wäre darin das Antimonitband höchstens etwa 1 *m* lang.

Berücksichtigt man einerseits die Existenz von wirklichen Quergängen, dann von Gebilden, wie sie hier sub 2 angeführt erscheinen und anderseits die Tatsache, daß die Schiefer gewiß (durch längere Zeit orogenetischen Kräften ausgesetzt gewesen waren, so sind wir meines Erachtens zu folgender Erwägung berechtigt. Hat man ein System von Papierblättern (ein Buch) einem Druck ausgesetzt, der nicht senkrecht auf die „Schicht"-Flächen wirkt, so zerdrückt man vor allem dieses System. Beim Experimente ist es nun nicht schwer zu zeigen, daß die Blätter stellenweise auch entlang die „Schicht"-Flächen etwas auseinander treten. Es bilden sich Fugen-„Klüfte" oder wie immer man dies nennen will. Dringt in selbe eine fremde Substanz — „Erz" — ein, dann hat man es scheinbar mit einer Art — „Lager" — zu tun; in Wirklichkeit sind es Kluftfüllungen, „Lagergänge". In diesem Sinne deute ich die Genesis der Form jener Erzmassen, die bei Trojane eine derartige Charakteristik aufweisen, wie es von den hier (sub 2) angeführten gesagt wurde. Dies gilt natürlich auch dann, wenn die Antimonitmasse mit dem Nachbargestein ganz gleichförmig verfaltet ist.

Die hier (sub 2) eingangs erwähnten, linsenförmigen Gebilde stellen Klauberze mit einem Gehalt von 50—60% Antimon vor. Selbe werden gleich an Ort und Stelle in der Grube in kleinen Holzkistchen gesammelt.

3. Die dritte Form, in welcher der Antimonit auftritt, sind lettige Massen. In diesen repräsentiert das Erz nur ganz kleine, unregelmäßige Gebilde. In der Grube wird es zumeist mit freiem Auge nur nach dem Glitzern der Spaltflächen der einzelnen Körner erkannt. Diese Letten führen lokal 2—3, manchmal aber auch bis 10% Antimonit.

Sofern es die bisherigen Verhältnisse beurteilen lassen, können diese Massen schätzungsweise bis 2·5 *m* Mächtigkeit aufweisen und sind dem tauben Nebengestein in der Schieferungsrichtung ganz roh konkordant eingeordnet. Genauere Daten erscheinen mir über die Dimensionen derzeit unzulässig.

Bei der Deutung der Form der gegenständlichen Massen stößt die Untersuchung zumindest vorläufig auf folgende Schwierigkeiten.

Es erscheint mir ziemlich sicher, daß diese Letten aus dem Schiefer durch seitlichen Druck hervorgegangen sind. Ihr Auftreten ist überhaupt nur an sehr stark gestörte Stellen und Zonen gebunden; wo Störungen fehlen, da findet man auch die in Rede stehenden Letten nicht.

Forscht man nach einer Erklärung ihrer Genesis, so möchte ich folgenden Gedankengang am glaubhaftesten finden. Der Letten ist die sekundäre Form der Schiefersubstanz. Wäre der Antimonit erst in dem Letten zur Ausbildung gelangt, dann müßte er wohl als eine Art Imprägnation aufgefaßt werden.

Der seitliche Druck hätte nachträglich den Schiefer gefaltet, zerdrückt oder kurz in einen Letten umgewandelt und der Antimonit hätte dabei homologe Prozesse durchzumachen gehabt; auch dieser wäre zerdrückt, zermalmt und dieses Endprodukt wäre bei den Bewegungen auf einen größeren Raum verteilt, verschoben worden.

Hand in Hand damit muß beim Abbau eine größere Menge vom tauben Material gewonnen werden, und damit sinkt natürlich der Prozentgehalt an Antimonit in der zerquetschten Masse. In dem erzführenden, lettigen Material erblicke ich demnach zumindest vorläufig zu Letten zerdrücktes Nebengestein, in dem der Antimonit in Gang, Lagerform oder als Imprägnation schon vor der Zerdrückung vorhanden gewesen war.

B. Die Anlage von Brezje.

Das Objekt liegt etwa in der Mitte der Verbindungslinie zwischen Brezje und Perhovc; zum Teil direkt auf dem Kamme, der zwischen diesen Ortschaften nordsüdlich verläuft, und zum Teil auf dem östlichen Gehänge desselben. Mit Bezug auf die Baue Kralj I, II, III und den Podzidstollen liegen demnach die Einbaue von Brezje etwa ostsüdöstlich.

Das in Rede stehende Objekt besteht aus zwei nördlich einfallenden Schächten und aus einem ostwestlich vorgetriebenen Stollen; der letztere wurde auf dem erwähnten, östlichen Gehänge angeschlagen.

Das Nebengestein des Erzes ist auch bei Brezje dunkelgrauer bis schwarzer Schiefer, der generell ostwestlich streicht; örtlich zeigt er jedoch auch hier recht zahlreiche Abweichungen von dieser Richtung. Im Stollen, der allein befahren wurde, verrieten sich an zahlreichen Stellen Schichtenverbiegungen, förmliche Verknickungen, Harnische und starke Zertrümmerungen des tauben Gesteins.

Bezüglich der Natur des Erzes und seiner Begleitminerale ist nichts Besonderes zu bemerken; es gilt hier alles, was schon vorn S. 377 ff. gesagt wurde.

Nach den freundlichen Mitteilungen des Herrn Bergrats Ing. J. Kropáč wurde der Antimonit in den beiden tonlägigen Schächten in ostwestlich streichenden und nördlich einfallenden Lagergängen angetroffen und ist bereits abgebaut. Zur Zeit meines Besuches stand darin der Betrieb. Ob in beiden Schächten übrigens zwei verschiedene oder derselbe, dafür aber gefaltete Lagergang angefahren wurde, das lasse ich unentschieden; mehr folgt übrigens darüber später.

Im Stollen, der zur Zeit meines Besuches allein im Betriebe stand, tritt der Antimonit genau wie in den Kraljbauen etc. auf, und zwar:

a) als derbes Erz und

b) in Gestalt der lettigen Massen.

Das derbe Erz ist auch hier sehr absätzig und tritt zumeist nur in (etwa) bis 3 *cm* mächtigen, kurzen, streifenartigen Körpern auf. Solches Erz wird noch in der Grube ausgelesen und gesammelt. Die lettigen Massen mit etwa 2% Antimon sind schätzungsweise 1 *m* mächtig, allein stellenweise erreichen sie auch bis 3 *m*.

Der Lagergang aus dem nördlichen der beiden Schächte hängt aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem Vorkommen aus dem Stollen irgendwie zusammen. In welchem Verhältnisse das Vorkommen aus dem südlichen Schachte zum ersterwähnten steht, ist zweifelhaft;

denkbar ist namentlich folgende Alternative. Durch den südlicheren der beiden Schächte kann man sich einerseits einen zweiten, parallelen Gang aufgeschlossen vorstellen. Anderseits ist es aber auch denkbar, daß bei Brezje überhaupt nur ein einziger, allein in Falten auftretender Lagergang vorliegt. Die Entscheidung dieser Frage war zur Zeit meines Besuches unmöglich; dafür reichten die Aufschlüsse nicht hin.

Es ist klar, daß jede dieser zwei Alternativen bezüglich der Kubatur andere Verhältnisse erzeugt, und deshalb ist in dieser Hinsicht entsprechende Vorsicht empfehlenswert.

Es erübrigt nun noch die Stellungnahme zur Frage: Wie verhalten sich die Vorkommen von Brezje zu dem Antimonitvorkommen aus den Kraljbauen, bzw. aus dem Podzid-Stollen oder kurz zu jenen von Trojane im engeren Sinne des Wortes?

Das geschilderte Objekt von Brezje liegt einerseits so weit ostsüdöstlich, daß ich einen Zusammenhang der dortigen Lagergänge mit jenen der Kraljbaue und von Podzid nicht ableiten möchte, sofern die Schiefer streng ostwestlich streichen; dazu kommt, daß die Entfernung dieser Lokalitäten in der Luftlinie fast 3 *km* beträgt. — Anderseits müssen wir aber in Erwägung ziehen, daß die Schiefer sehr unruhig gelagert sind; sie können demnach auch etwas gegen Südost einschwenken, und, was ebenfalls nicht zu übersehen ist, daß das Tal des Orehovica-Baches, also die Hauptdepression zwischen Trojane und Brezje eine Querstörung (Blattverschiebung) vorstellt.

Daraus folgt demnach für die Praxis, daß es nicht zulässig ist, die Vorkommen von Trojane mit jenen von Brezje vorbehaltlos zu identifizieren. Dazu berechtigen uns die Aufschlüsse aus dem Jahre 1915 noch lange nicht.

C. Schürfe und natürliche Aufschlüsse.

1. Die Schürfe in Znojile sind im Tale des Kotredeš-Baches gelegen; dies etwa östlich von Čemšenik und auf dem rechten Ufer der genannten Wasserader. Diese Anlagen bestanden zur Zeit meines Besuches aus zwei kurzen Schurfstollen und aus einer Rösche.

2. Funde südwestlich von der voranstehend angeführten Oertlichkeit liegen im Graben (nördlich) bei K. 525.

3. Ein Schurfstollen südlich Zaloke.

3. Mehrfache Antimonit- (und Quarz-) Spuren vom südlichen Ende der Ortschaft Brezje und demnach fast nördlich von dem Objekte, das vorn sub *B* beschrieben wurde.

5. Spärliche Funde aus dem Tale des Lesi potok, nordöstlich von Perhovc.

6. Ein angeblicher Antimonitfund aus dem Keller des Bauernhauses beim Vlk oder Volk; dasselbe steht auf der Anhöhe nördlich vom Škrbinc und ostsüdöstlich bei K. 360. (Die beiden letzteren Orientierungen liegen im Tale der Orehovica.)

7. Als vorletzter Punkt kann hier auch der Antimonitfund nochmals erwähnt werden, der vorn aus der Gegend 200 *m* von der

Abzweigung des Werkweges von der Straße nach Trojane angegeben wurde (vgl. sub 2, Seite 379).

8. Schließlich wurde Antimonit vom Herrn Ing. M. Glaesener auch in der Gegend nördlich bei den Buchstaben uz des Wortes „Perhouz" der Spezialkarte erschürft und gewonnen; linkes Ufer des Lesi potok, östlich Perhovc (Perhouz).

An den Lokalitäten 1—7 ist das Nebengestein des Erzes der karbonische, dunkle Schiefer, wie er schon sub *A* angeführt wurde.

An der Stelle sub 8 tritt der Antimonit in einem Sandstein auf. Teller stellte diesen noch zum Karbon. Ich kann mich in dieser Hinsicht mit Rücksicht auf die Verhältnisse in der Umgebung leider nicht bedingungslos Tellers Auffassung anschließen; das bezügliche Material könnte nämlich ebensogut zum Perm gehören. Aus dem Grenzgebiet vom Karbon zum Perm ist es sicher.

Als Gangart tritt weißer Quarz auf; manchmal ist auch der Pyrit ein Begleitmineral des derben Antimonites.

Als Zersetzungsprodukt des Antimonites tritt auch hier überall Stiblith auf; ferner fand ich mehrfach gelbe Zersetzungsprodukte (Valentinit?) und bei den Lokalitäten sub 1 auch eine rotbraune Substanz. Wegen ihrer zu geringen Menge war eine sichere Bestimmung undurchführbar.

An der sub 1 angegebenen Oertlichkeit ließ sich die Spur eines abgebauten, einige Zentimeter mächtigen Antimonit- (Quer-) Ganges nachweisen.

* * *

Tragen wir alle hier sub *A* bis *C* zur Sprache gebrachten Oertlichkeiten in eine Karte ein, so ergibt sich im karbonischen Teile des Tüffrer Aufbruches etwa zwischen den Meridianen von Trojane und Znojile eine ostwestlich gestreckte, 8—9 *km* lange, derzeit noch unbestimmt wie breite Zone von Schiefergesteinen (einmal Sandsteine), in denen primär Antimonit mit sekundärem Stiblith und untergeordnet mutmaßlich noch anderen oxydischen Zersetzungsprodukten auftritt.

In welcher Beziehung die gegenständlichen, einzelnen Oertlichkeiten zueinander stehen, ist vorläufig noch in mancher Hinsicht unsicher. Wegen der starken Absätzigkeit, der geschilderten Lagerungsverhältnisse und der dermalen entschieden noch zu weit voneinander entfernten Aufschlüsse (welcher Art immer) ist es derzeit auch sehr unratsam, die einzelnen Erzvorkommen miteinander zu Identifizierungszwecken zu vergleichen. Daraus folgt, daß man es derzeit nicht einmal beiläufig sagen kann, wie viele Gänge, respektive Lagergänge vorliegen können.

Die Meridiane von Trojane und von Znojile sind selbstverständlich keine natürliche Grenze der erwähnten Antimonitvorkommen, die also hier eine regelrechte Zone vorstellen.

Ich betrachte es als so gut wie sicher, daß Antimonit im paläozoischen Teile des Tüffrer Aufbruches auch noch westlich [1]), bzw. östlich von diesen Linien vorkommen kann.

---

[1]) Nach Voss bei Kerschstetten (vgl. Fußnote 1, S. 373).

Um für weitere Schurfversuche geeignete Stellen zu finden, müßte man Lokalitäten mit möglichst gestörten Lagerungsverhältnissen aufsuchen. Vorhandener Gangquarz wäre dabei ein ausgezeichnetes Leitmineral.

* * *

Das genetische Pröblem. — Die abwechslungsreichen Lagerungsverhältnisse im Bereiche des Orehovica-Baches, der geradlinige, nordwestliche Verlauf dieser Depression als Quertal, ihr sinnfälliger Parallelismus mit erwiesenen Störungen aus dem Bereiche des benachbarten Tüfferer Tertiärzuges und schließlich die Existenz einer anerkannten Therme in dem Orehovica-Tal, alle diese Tatsachen zugleich ins Auge gefaßt, führen mich zur Ansicht, daß die gegenständliche Furche eine tektonische Linie vorstellt, die durch die Oertlichkeiten Trojane-Gallenegg verlaufend anzunehmen ist.

In den Distrikten rechts und links von dieser Linie sind jene Punkte zu suchen, wo Antimonit von Natur oder durch bergmännische Tätigkeit erschlossen bekannt wurde, und die hier unter dem Titel Trojane zusammengefaßt erscheinen.

In genetischer Hinsicht ist es für die hiesigen Vorkommen von Belang, daß der Antimonit außer lagergangartig und eventuell als Imprägnation (in den Letten) auch in Form von Gängen auftritt. Die Vorbedingung für ihre Existenz ist nämlich die Ausbildung von Trennungsfugen quer zum Schichtenverlauf, was mit der Existenz von dortigen Störungen gut übereinstimmt.

Die hauptsächlichste Gangart ist weißer Quarz, dem Karbonate erst in zweiter Linie folgen.

In negativer Hinsicht ist schließlich auch die Mineralarmut des Vorkommens von Trojane in dem Sinne hervorzuheben, daß da wenig verschiedene Gattungen zu finden sind.

Im vorausgehenden Abschnitt wurden ganz allgemein jene Gesichtspunkte zusammengestellt (S. 366), die als Voraussetzung für die Ausbildung von Quecksilberlagerstätten in der Natur gefunden wurden. Auf dieser Basis wurde hierauf unter Zugrundelegung der Existenz von Zinnober bei Schlaining die Genesis der dortigen Antimonitlagerstätte abgeleitet. Vergleicht man die unmittelbar voranstehenden Erkenntnisse bezüglich Trojane mit den Verhältnissen bei Schlaining speziell und mit denen von bekannten Quecksilbervorkommen im allgemeinen, dann läßt es sich nicht leugnen, daß zwischen Trojane und Schlaining eine Reihe von genetischen Kongruenzpunkten besteht. Dies läßt deshalb die Annahme zu, daß das Antimonitvorkommen von Trojane genetisch wie jenes von Schlaining auf Lösungen zurückführbar ist.

Bei obiger Deutung läßt es sich indessen nicht leugnen, daß von der Lagerstätte von Trojane zumindest bis zur Zeit meiner dortigen Studien Quecksilber und dessen Verbindungen nicht bekannt waren. Ebenso war bis zu diesem Zeitpunkte in der unmittelbaren Nähe des Vorkommens kein Eruptivgestein sichergestellt, das als Erzbringer hätte gedeutet werden können. Diese scheinbaren Lücken

in der Reihe der Argumente im Sinne der Lösungstheorie meine ich mit Recht auf Grund folgender Erwägungen ergänzen zu können.

Aus der Natur des Quecksilbers und dessen Verbindungen darf vielleicht der Schluß gezogen werden, daß diese Mineralien unter gegebenen Umständen leichter transportabel sind als andere Sulfide; in unserem Falle demnach leichter als der Antimonit. Wäre diese Annahme gestattet, dann könnte man auf die *Hg*-Vorkommen von: 1. Littai, 2. Knapovže bei Zwischenwässern, 3. St. Thomas und St. Oswald westlich von Bischoflack und 4. bei Gozd (alle in Krain gelegen) in folgender Weise Rücksicht nehmen.

Littai. Das Antimonitvorkommen von Trojane liegt, wie gesagt, im Tüffrer Aufbruch. An diesen schließt sich bekanntlich südwärts eine Zone mesozoischer und tertiärer Sedimente an, die ihrerseits südwärts vom sogenannten Karbonaufbruch von Littai abgelöst wird. Die Aufbrüche von Tüffer und Littai werden demnach von den jüngeren Gebilden nur (bis zu einer gewissen Tiefe) überlagert und nicht absolut getrennt; beide gehören demnach einem primär einheitlichen System an, dem das Mesozoikum etc. aufliegt. Bei dieser Sachlage erscheinen mir Erzvorkommen aus beiden Zonen nicht von vornherein in genetischer Hinsicht inkommensurabel. Dies namentlich dann nicht, wenn es sich um dieselbe Mineralkombination (Quecksilber-Antimonit) handelt.

Ueber das Erzvorkommen von Littai verdanken wir eine Monographie A. Brunlechner[1]). Ohne mich mit seinen Angaben restlos zu identifizieren, entnehme ich dieser Arbeit namentlich folgendes.

Südwestlich des am Sawefluß liegenden Ortes Littai erhebt sich in dessen unmittelbarer Nähe der Erzberg, genannt Sitarjovec. Das erzführende Gestein (Sandstein) gehört der Karbonformation an. Zahlreiche Dislokationsspalten mit sehr differentem Fallen und Streichen durchsetzen und verwerfen die Lagerstätte. Das wichtigste primäre Erz ist Gallenit, der von Chalkopyrit begleitet wird. Daneben tritt noch eine Reihe anderer Mineralgattungen auf. Sieht man von evident sekundären Bildungen wie Malachit, Azurit, Limonit, Hämatit, Pyrolusit, Wad, Psilomelan etc. ab, so gehören hierher vielleicht nur noch Zinnober, Quecksilber, Pyrit und einige wenige, denn schon Brunlechner macht darauf selbst aufmerksam, daß die ursprüngliche Lagerstätte keine besondere Mannigfaltigkeit der Ausfüllung zeigt. Als Gangmineralien sind — stets den Angaben Brunlechners sinngemäß folgend — Quarz, Baryt, Kalzit, Siderit und Aragonit aufzufassen; in welchem Verhältnis diese zueinander stehen, ist aus seinen Angaben nicht zu ermitteln. Für unsere Zwecke ist es schließlich ganz besonders wichtig, daß der Genannte neben Blei- und Kupfer-Verbindungen auch, wenn schon nur geringe Mengen von Antimon und dann von Arsen und Silber anführt (l. c. S. 394).

---

[1]) „Beiträge zur Charakteristik der Erzlagerstätte von Littai in Krain." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, 35. Bd., S. 387—396.

Diese Beobachtungen Brunlechners lehren, daß fast genau südlich von Trojane nur jenseits des vorerwähnten, mesozoischen Mittelstückes in den altersgleichen, gestörten, paläozoischen Schichten Erze auftreten, die neben Quarz, Karbonaten und Baryt: Antimon, Quecksilber und Zinnober führen.

Bei obiger Sachlage meine ich nicht zu weit zu gehen, wenn ich von der Brunlechner'schen Auffassung teilweise abweichend die Genesis der Littaier Lagerstätte auf Lösungen zurückführe.

Auch Brunlechner geht nämlich von Lösungsmitteln aus, um die Genesis der Lagerstätte zu erklären, nur scheint er einen syngenetischen Prozeß anzunehmen, denn er bezeichnet sie zum Teil besonders wegen ihrer angeblichen Niveaubeständigkeit — trotz selbst erkannter Gangspalten — als Ausscheidungsflöz.

Die relative Nähe von Trojane und Littai, die geologische Gleichheit der Umgebungen beider Lagerstätten sowie alle übrigen angeführten Phänomene ergeben eine so große Reihe kongruenter Punkte, daß ich nun den Wahrscheinlichkeitsschluß ableiten zu dürfen meine, daß beide eine gleiche Genesis besitzen dürften, und zwar dieselbe, wie sie für Quecksilbervorkommen bei dem derzeitigen Stand der Lagerstättenforschung [1]) angenommen wird: Lösungen, die mit irgendwelchen Thermen oder allgemeiner mit Mineralquellen und Störungen zusammenhängen.

Knapovže.

Im Westen tritt sowohl der Tüffrer als auch der Littaier Aufbruch an die Ebene von Laibach heran. In ihr finden diese zwei Züge ihre Fortsetzung in den Inselbergen von Laibach (Groß-Gallenberg, Straža, Vranšica). Außer dem Schloßberg von Laibach und dem Šiška-Berg repräsentieren auch die ersteren eine Art Brücke zu dem westlich an die Laibacher Ebene anschließenden, karbonischen Hügelketten von Bischoflack—Billichgratz. Das Paläozoikum des Spezialkartenblattes Bischoflack—Idria (aufgenommen von F. Kossmat) repräsentiert demnach mit dem angrenzenden Teil des Kartenblattes Laibach die westliche Fortsetzung der paläozoischen Aufbrüche von Tüffer und Littai [2]).

Beim Dorfe Sora (Zeier) mündet in den gleichnamigen Wasserlauf etwa westlich von Medvode (Zwischenwässern) der Seitengraben des Ločnica-Baches, dessen Quellgebiet hauptsächlich in paläozoische Schiefer eingefurcht ist. Im Bereiche der letzteren ist im Dorfe Trnovec das dem Herrn Ing. Michael Glaesener gehörige Blei-Quecksilber-Bergwerk Knapovže gelegen.

[1]) Beyschlag, Krusch und Vogt, „Die Lagerstätten etc." I. Aufl., 2. Bd., S. 269.

[2]) F. Kossmat, „Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion." Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien. VI. Bd. 1913. (Man beachte die dortige Kartenbeilage Tafel [2] IV.)

Aeltere Angaben über Knapovže stammen von Haidinger[1]), W. v. Fritsch[2]), Lipold[3]) und Voss[4]); wegen ihres sehr elementaren Charakters mögen darüber folgende eigene Studien des Autors aus dem Jahre 1916 Aufnahme finden, denen ich nur nachstehende Angaben Lipolds vorausschicken möchte. „Auf Bleierze besteht ein einer Laibacher Gewerkschaft gehöriger Bergbau zu Knapousche bei Zayer, welcher auf einem von Nord nach Süd streichenden und steil nach Ost einfallenden Gange, der in den Gailtaler Schichten aufsitzt, umgeht. Der erzführende Gang besteht teils aus Quarz, teils aus Quarzkonglomerat und enthält Bleiglanz teils eingesprengt, teils in derben Schnüren von einigen Zoll Mächtigkeit. Die Erzführung erreicht an einigen Punkten die Mächtigkeit von 2 Klaftern." — Die Erzeugung betrug nach Lipold 1856: 300 Ztr. Blei monatlich.

Das Paläozoikum von Knapovže wird in der älteren Literatur als Gailtaler Schiefer angesprochen und besteht, wie das westliche Nachbargebiet, aus karbonischen und permischen Gebilden. Speziell die für Karbon gehaltene Serie besteht aus dünnspaltenden, schwarzen, in verwittertem Zustande oft grau oder graubraun ausbleichenden Tonschiefern mit etwas Glimmer. Diese Schiefer gehen lagenweise in glimmerführende, plattige bis schiefrige Sandsteine von dunkler Farbe über.

Das Perm ist hauptsächlich durch Sandsteine und Konglomerate vertreten. Die Quarzsandsteine sind spröd und hellgrau oder rot gefärbt, die Konglomerate führen erbsen- bis haselnußgroße Quarzgerölle. Manchmal sind damit auch dunkelrote, glimmerigsandige Schiefer vergesellschaftet.

Außer auf paläozoische Sedimente stößt man in der untersuchten Gegend auf die Trias: Werfener Schiefer und Vertreter des Muschelkalkes.

Namentlich bei der Grube und in ihr findet man schließlich mittelkörnige Quarzkonglomerate, in denen manchmal auch Fetzen von Tonschiefermaterial eingestreut sind; dies wären demnach paläozoische Grauwackenkonglomerate.

Das Paläozoikum der hier in Rede stehenden Gegend ist ein Teil jener Scholle, die zumindest etwa westlich von der Linie Bischoflack—Billichgratz im Sinne von Kossmat[5]) über gewisse triadische Elemente hinübergeschoben wurde. Ihre diesbezügliche Einheitlichkeit erhellt außer aus anderen Momenten auch aus der Tatsache,

---

[1]) „Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien." V. Bd. (1849), S. 84.

[2]) „Die Mineralschätze Krains." Zeitschrift des berg- und hüttenmännischen Vereins für Kärnten. III. Jahrg. 1870, S. 82.

[3]) „Bericht über die geologischen Aufnahmen in Ober-Krain im Jahre 1856." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, S. 211 und Sitzungsberichte d. k. k. geol. R.-A. 1857, S. 385. Von hier das obige Zitat.

[4]) „Die Mineralien des Herzogtums Krain." Sonderabdruck aus den Mitteilungen des Musealvereines für Krain. Laibach 1895, S. 8 und 14.

[5]) „Ueberschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores." Comptes rendus, IX. Congr. géol. internat., Vienne 1903.

daß die Störungen darin einen gewissen gesetzmäßigen Anlageplan verraten.

Aus der Reihe der gegenständlichen Dislokationen sei hier nur jene hervorgehoben, die aus der Gegend von St. Barbara (südlich Bischoflack) zwischen den Höhenpunkten 506 und 853 durchstreicht. Diese Linie erreicht die gemeinsame Grenze der oben angegebenen Spezialkartenblätter mit nordwestlichem Streichen fast genau westlich Trnovec. Aus gewissen eigenen Beobachtungen auf dem Wege vom Erbežnik gegen Punkt 663 südwestlich St. Katharina, bzw. südöstlich Knapovže folgere ich, daß die erwähnte Störung zumindest bis in die Gegend südlich von Knapovže mit generell südöstlichem Streichen durchzieht [1]).

Bei Knapovže vereinigen sich unter fast rechtem Winkel ihrer Läufe zwei Bächlein. Von Südwest (Punkt 499) kommt derLočnica-, aus Südost (Punkt 521) der Knapovže-Bach. Nicht ganz südwestlich vom Zusammenflußorte dieser zwei Wasseradern und etwa 100 *m* davon entfernt liegt das Mundloch des Unterbaustollens, der seinerzeit im allgemeinen parallel zum Knapovže-Bach angelegt wurde. Etwa 450—500 *m* vom Stollenmundloch wurde ein Querschlag in beiläufig nordöstlicher Richtung vorgetrieben, dessen Länge etwa 150 *m* beträgt. Etwa 80 *m* weiter ist in einer zum ersten Querschlag parallelen Richtung ein zweiter angelegt worden, der etliche 70 *m* lang ist. Zur Zeit meines dortigen Besuches im Jahre 1916 war von der alten Anlage nicht mehr als dies befahrbar. Herr Ing. M. Glaesener beschäftigte sich indessen schon damals mit der Ausräumung auch der übrigen Teile des ganzen, alten Objektes.

Vom Stollenmundloch ausgehend sind fast 2 Drittel des Unterbaustollens in karbonischen Schiefern getrieben worden. Der restliche Teil des Stollens und die erwähnten zwei Querschläge wurden dagegen im Quarz- (Grauwacken-) Konglomerat angelegt.

Ohne auf elementare Beobachtungen bereffs der Lagerungsverhältnisse einzugehen, kann gesagt werden, daß die Lagerung der Schiefer sehr unregelmäßig ist; dies gilt auch speziell für die Grube. Demnach liegen da Störungen vor.

Als Erze sind in Knapovže anzusprechen: silberführender Bleiglanz, Zinnober und Quecksilber. Metallische Begleitmineralien von ganz untergeordneter Verbreitung sind: Pyrit und manchmal Kupferkies mit seinen Zersetzungsprodukten Malachit und Azurit.

Als Gangart wurde nur weißer Quarz konstatiert, der auch selbständige, bis höchstens einen Zentimeter breite Gänge bildet.

Der Bleiglanz tritt in zweierlei Art auf: in Gangform und als Imprägnation.

Die Gänge sind zumeist einfach und repräsentieren nur einige (2—3) Millimeter breite Blätter von starker Absätzigkeit. Bei sehr kurzem Anhalten entstehen daraus Nester.

---

[1]) Vgl. Karte bei Kossmat, l. c. In der Gegend nordöstlich vom Otošec verzeichnet auch Kossmat eine hypothetische Fortsetzung dieser Linie.

Außer einfachen sind auch zusammengesetzte Gänge vorhanden. Diese sind Zerrüttungszonen mit einem ganzen System ineinander verlaufender, erzführender Gangspalten mit zwischenliegenden Bruchstücken des zerrissenen und manchmal etwas zerquetschten Nebengesteins. Diesen Typus konstatierte ich nur am sogenannten dritten Hangendgang. — Der letztere wird auch Quecksilbergang genannt und ist an verschiedenen Stellen verschieden mächtig. An einer Oertlichkeit schätzte ich seine Mächtigkeit auf 7—9 *cm*. Dieser Gang führt angeblich 10—15% *Pb;* im Durchschnitt jedoch nur 5—6% Bei der ersten Probegewinnung wurden 6·7% Blei nebst 96*g* Silber pro metrische Tonne erzielt.

Die Bleierzimprägnationen begleiten stets (mehr oder weniger ausgebildete) Gänge und kommen praktisch nur im Falle des Abbaues eines jeweils benachbarten Ganges in Betracht. An und für sich haben diese feinen Erzeinstreuungen aus dem Quarzkonglomerat keine praktische Bedeutung.

Von der ganzen Serie der Bleierzgänge erschien mir im Jahre 1916 nur der dritte Hangendgang wert einer weiteren Untersuchung.

Der Zinnober wurde von mir persönlich in der Grube nicht nachgewiesen.

Nach W. Voss[1]) bildet der Zinnober im quecksilberhaltigen Bleiglanz von Knapovže dünne, schimmernde Blättchen. In mehreren von Herrn Glaesener gesammelten Handstücken, die vom dritten Hangendgang stammen sollen, fand auch ich ihn sehr deutlich ausgebildet. In diesen trat er einerseits als feiner Belag auf Klüften und anderseits (einmal) wie eine (gangartige) Imprägnation in Gesellschaft mit Bleiglanzschnüren auf. Der Zinnober soll gerade im Bereiche des reichsten Gallenitganges, des dritten Hangendganges, der eben deshalb den Namen Quecksilbergang bekam, auftreten.

Das Quecksilber tritt in der Grube sicher nachweisbar, und zwar ebenfalls im Bereiche des dritten Hangendganges auf. Da fand ich es im Gestein in Gestalt kleiner Tröpfchen. Herr Ing. Glaesener zeigte mir jedoch (von ihm gesammelte) Stücke, die beim Zerschlagen in meiner Gegenwart sofort Quecksilberkügelchen von recht beachtenswerter Größe lieferten (vgl. auch Voss, l. c. S. 8).

An dieser Stelle sei schließlich noch auf folgende Tatsache verwiesen. Unterhalb der Aufbereitung befindet sich eine Quelle, die von einem Bauern durch eine offene (Rinnen-) Leitung „gefaßt" wurde. In dieser Rinne fand ich bei näherem Zusehen eine Unzahl kleiner Quecksilberkügelchen. Ich zweifle nicht, daß letztere vom Wasser mechanisch mitgerissen wurden, allein sie beweisen es neuerdings, daß dieses Element im Gebirge gewiß vorkommt; vielleicht ist es auch gar nicht nur an den dritten Hangendgang gebunden.

Der Pyrit bildet praktisch unbedeutende Imprägnationen.

Der Kupferkies kommt noch seltener als der Vorgenannte als kleine Einsprengung vor. Seine Zersetzungsprodukte: Malachit

---

[1]) „Die Mineralien des Herzogtums Krain." S. 19.

und Azurit konnte ich nur in einem Handstück erkennen, das vordem einst von Herrn Ing. M. Glaesener gesammelt wurde (cf. Voss, l. c. S. 12 und 36 bei Malachit).

Vom Unterbaustollen ausgehend, quert man im ersten Querschlag (Barbaraquerschlag) zuerst die Zone der einstigen drei Liegendgänge, hierauf gelangt man zum Hauptgang und jenseits dieses stehen die drei Hangendgänge an.

Das generelle Streichen aller Gänge ist mehr oder weniger nordwest-südöstlich, das Einfallen steil nordöstlich. Vergleichen wir diese Verhältnisse mit den orographischen Relationen der Oberfläche und mit den vorausgeschickten, geologischen Erkenntnissen, dann resultiert daraus folgendes.

Das ganze Gangsystem verläuft im allgemeinen parallel zum Knapovže-Bach und schief zum generellen Streichen der Schichten, das mehr oder weniger ostwestlich orientiert ist.

Das Gangstreichen ist gleichzeitig mehr oder weniger zu jener vorn erwähnten, langen Störung parallel, die man von St. Barbara bis in die Gegend beim Erbežnik verfolgen kann.

Das Gangstreichen steht auf der Richtung des Ločnica-Baches fast senkrecht.

Parallel zum Ločnica-Bach soll auf Grund älterer Urkunden (nach M. Glaesener) etwa durch den Punkt 521 gegen Südwest im Seitengraben eine Störung verlaufen, die man seinerzeit in der Grube konstatiert haben will. (Herr Glaesener arbeitet nämlich in einem alten, bereits aufgelassen gewesenen Bau.)

Die angeführten, auffallenden Regelmäßigkeiten (mehrfache Wiederkehr des Winkels von 90° neben unverkennbarem Parallelismus anderer Linien) mit Bezug auf die erwähnte St. Barbara-Störung und das ganze übrige Tatsachenmaterial machen mit größter Wahrscheinlichkeit den Gedanken glaubhaft, daß vor allem die Existenz des Quecksilbers mit diesen Störungen in einem ursächlichen, genetischen Zusammenhange stehen mag. Was für das *Hg* und für dessen Sulfid gilt, kann aber für alle restlichen, hierhergehörigen Metallverbindungen ohne hinreichenden Grund nicht geleugnet werden. So kommen wir zum Ergebnis, daß die Erzlagerstätte von Knapovže als zweites Vorkommen aus der Zone der paläozoischen Aufbrüche von Tüffer-Littai in genetischer Hinsicht gleich gedeutet werden kann wie bekannte Quecksilberlagerstätten: Als Ausfällungsmaterial aus einer Lösung, deren Zirkulationswege offenbar die vorhandenen Störungen vorzustellen haben.

Gegend bei Bischoflack. Unter ähnlichen Verhältnissen wie in Knapovže scheint das Quecksilber im Hrastenica-Tal bei St. Oswald[1]), etwa südlich von Bischoflack und am Labnik (Lubnik) bei St. Thomas[2]) westlich vom genannten Städtchen auf-

[1]) M. V. Lipold, 1. „Bericht über die geol. Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, S. 211. — 2. Sitzungsbericht vom 18. April 1857; Lipold, Uebersicht der Erzvorkommen in dem im Jahre 1856 bereisten Teile Oberkrains. Ibidem 1857. S. 384.

[2]) Lipold, l. c. Jahrg. 1857, S. 211 und 385, sowie Jahrg. 1853, S. 864.

zutreten. Die erstere Oertlichkeit liegt nach der Neuaufnahme der Gegend durch F. Kossmat im Bereich permisch-karbonischer Schichten etwa westlich von Knapovže und westlich von der erwähnten St. Barbara-Störung, so daß namentlich diese zwei Vorkommen genetisch so gut wie sicher einheitlich zu beurteilen wären. Nächst St. Thomas bei Bischoflack bilden die Quecksilbererze angeblich Nester zwischen den Gailtaler und Werfener Schichten (nach Lipold l. c. 1857, S. 211).

Angaben über das Auftreten von Quecksilber bei Bischoflack findet man schließlich auch bei W. v. Frisch[1]) (l. c. S. 81), wo er sagt, *Hg* kommt in den Gailtaler Schichten „in der Lokalie Sct. Leonardi im Gerichtsbezirk Lack" vor. Diese Oertlichkeit glaube ich mit St. Leonhard westlich vom vorerwähnten St. Thomas identifizieren zu dürfen.

Gozd. Ein anderes Vorkommen von Quecksilber, das auch bereits Fritsch (l. c. S. 82) namhaft machte, liegt „nächst Gozd[2]), 1½ Meilen nordöstlich von der Stadt Stein". „Auf dieses in dem Gebirgszuge zwischen dem Črna-Tucheiner-Tale, in den dortigen wechsellagernden Schiefern mehrfältig angedeutete Vorkommen, welches sich durch viele, obigen Schichten entspringenden Wasserquellen beigemengte Quecksilbertropfen verrät", hat im Jahre 1869 ein Kaufmann aus Laibach eine Serie von Freischürfen gelagert gehabt.

Die Gegend zwichen dem Črna- und Tucheiner-Tal besteht in der Hauptsache aus Tertiär und Trias; ferner treten indessen da auch Schiefer auf, die die alte Karte zum Karbon, Teller[3]) dagegen als kristallinische Schichtgesteine „Gneise des Črna- und Lipa-Aufbruches" ausschied. Noch andere[4]) halten die hierhergehörigen Gebilde für Silur.

Mit der stratigraphischen Deutung mag es sich hier verhalten, wie es wolle, sicher ist es, daß diese Gegend dem Aufbruch von Tüffer so nahe steht, daß das dortige Auftreten von *Hg* hier Berücksichtigung finden muß.

* * *

Bei Lipold finden wir (l. c. Jahrgang 1857, S. 211 und 386) schließlich auch die Angabe, daß in den Gailtaler Schichten Bleierze, und zwar bei Kraxen, Kirchstädten, zu Kamniza und Zirkoushe nächst Waatsch auf linsenförmigen Lagern vorkommen.

Krašnja (Kraxen) liegt im Tüffrer Aufbruch selbst, und zwar südöstlich von Gozd; der Ort Kirchstädten ist mit Kerschstetten[5]), auch Kerschdorf (Češnjice) genannt, identisch, der

---

[1]) „Die Mineralschätze Krains." Zeitschr. d. berg- und hüttenmännischen Vereines für Kärnten 1870.

[2]) Verballhornt: Goisd.

[3]) Erläuterungen zum geolog. Spezialkartenblatt Eisenkappel und Kanker (Zone 20, Kol. XI).

[4]) Ferdinand Seidl, „Kamniške ali Savinjske Alpe." (Mit Karte 1:150.000.) Verlag der „Matica Slovenska". Laibach 1907/08. (Slowenisch.) S. 82.

[5]) W. Voss, „Die Mineralien des Herzogtums Krain." S. 13, 16 und 91.

ebenfalls im Tüffrer Aufbruch, nordöstlich von Krašnja, bzw. nördlich von Vače gelegen ist, und von wo W. Voss[1]) außer Kupferkies und Bleiglanz auch Antimonglanz anführte. Hier kommt der Antimonit also auch mit diesen zwei Mineralien vor. Die Ortschaft Vače (Waatsch) liegt noch in der triadischen Zone zwischen dem Tüffrer Aufbruch und jenem von Littai, allein nahe an der südlichen Grenze dieser Zone gegen den Littaier Karbon-Aufbruch. Ganz ähnliche geologische Verhältnisse entnehme ich der Teller'schen Karte Cilli—Ratschach für die Umgebung des Weilers Zirkushe, bzw. Zirkusche, richtig Cirkuše und für die Kamnica (Hügel bei Vače). Mit Bezug auf Trojane liegen Krašnja und Češnjice westlich, Cirkuše etwa südlich, also in der Richtung gegen Littai und Gozd etwa nordwestlich.

All die genannten Ortschaften führte ich an dieser Stelle deshalb an, um zu zeigen, daß Quecksilber, sein Sulfid, das Sulfid des Bleies und bei Kerschstetten Kupferkies sowie Antimonit auch ganz abgesehen vom Littaier Blei-Quecksilbervorkommen in dem Tüffrer Aufbruch selbst oder in dessen Nachbarschaft auftreten. Der Antimonit von Trojane ist demnach kein alleinstehendes, hierhergehöriges Vorkommen, sondern nur ein mineralisch speziell charakterisiertes Phänomen aus einer ganzen Reihe gleichartiger.

* * *

F. Teller verdanken wir eine Mitteilung[2]) über einen Zinnober führenden Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken, der in folgendem Zusammenhange unser Interesse verdienen dürfte, obschon er natürlich in keine territoriell direkte Verbindung mit den karbonischen Aufbrüchen von Tüffer und Littai zu bringen ist.

Die Teller'schen Angaben beziehen sich auf die Gegend zwischen dem Stegovnik (Stegunek) und dem Vernikov Grintovec: westlich Jezersko (Seeland) und dicht an der krainischen Landesgrenze. Das ist ein Gebiet, in dem ehedem auf Bleiglanz und auf Kupfererze gebaut wurde, und in dem „zumeist im engsten Verbande mit Kupfererzen Zinnobervorkommnisse entdeckt“ wurden. Am Fuße des Vernikov Grintovec finden sich nun Reste alter Halden, die außer Bleiglanz und Zinkblende auch Antimonverbindungen[3]) verraten. So gelangen wir zur Kenntnis, daß in der besagten Gegend Antimon und Quecksilber auf ein und derselben Fundstelle vorkommen.

Daß im angegebenen Gebiet größere Störungen existieren, braucht nicht besonders besprochen zu werden; es genüge nur noch der Hinweis, daß in und nahe am Rande der gegenständlichen Silurzone zwei beachtenswerte Quellen entspringen. In der silurischen Zone der erdig-alkalische Säuerling von Bad Vellach mit einer

[1]) Vgl. Fußnote 1, S. 373.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886.

[3]) Nach V. v. Zepharovich, Mineral.-Lexikon. I. Bd. S. 21: „Seeland, Commendator-Alpe, zarte Nadeln und derb, feinkörnig im Quarze.“ Commendator-Alpe = Comenda-Alpe vermutlich, wie bei Teller die Oertlichkeit genannt wird.

Temperatur von 9° C (Oesterr. Bäderbuch, S. 330) und nördlich davon die „Carinthiaquelle“ von Eisenkappel, die alkalische Säuerlinge repräsentiert.

* * *

In genetischer Hinsicht habe ich meine Schlußfolgerungen bereits vorn (betreffs Schlaining) auf die Beweiskraft der Quecksilberexistenz in der Weise aufgebaut, daß ich dessen Vorhandensein, bzw. das Vorhandensein des Zinnobers als Argument in dem Sinne deutete, daß das Quecksilber und dessen Sulfid genetisch-ursächlich an Thermen oder zumindest, wie im Falle Schlaining, an Mineralquellen (im allgemeinen) und an Störungen gebunden sei. Diesen Standpunkt nehme ich bezüglich der *Hg*-Vorkommen aus dem Bereiche des Tüffer-Littaier Karbon-Aufbruchs nur noch leichter insofern ein, da hier, bzw. in der unmittelbaren Nähe desselben außer evidenten Brüchen auch notorisch bekannte Thermen auftreten. Die Therme von Bad Gallenegg im Sinne des Oesterreichischen Bäderbuches (S. 218), eine „einfache warme Quelle“, wurde wegen ihrer Lage mit Bezug auf das Antimonitvorkommen von Trojane bereits erwähnt; andere sind: der „warme muriatische Säuerling“ von Römmerbad (Oesterr. Bäderbuch, S. 258), die l. c. S. 232 ebenfalls als „einfache warme Quelle“ bezeichnete Therme (des Franz Josef-Bades) in Markt Tüffer, die dort S. 225 gleich qualifizierten Quellen von Bad Neuhaus bei Cilli, Bad Topolschitz l. c. S. 230 (im Schalltal im Bezirk Windischgratz), die salinisch-alkalisch-erdigen Säuerlinge von Rohitsch-Sauerbrunn (l. c. S. 253), die alkalische Eisenkarbonatquelle mit bemerkenswertem Kohlensäuregehalt von Kostreinitz (l. c. S. 295), die Säuerlinge von Gabernik (l. c. S. 269) usw. — An der Hand der Karten und dazugehörigen Erläuterungen von F. Teller und J. Dreger kann die jeweilige geologische Position dieser Quellen mit Leichtigkeit beurteilt werden; mit ihrer Hilfe ist es übrigens auch leicht, die Reihe der hier ins Auge zu fassenden Quellen noch um eine beträchtliche Zahl zu erweitern Schon die bisher genannten genügen indessen, um zu ersehen, daß im krainisch-steierischen Grenzgebiet jene Elemente lückenlos gegeben sind, an deren Existenz die Bildung von Quecksilber und Zinnober anderenorts gebunden ist; Störungen glaube ich wohl nicht ausführlicher angeben zu müssen. Gilt nun die vorstehende Deduktion für das *Hg*, bzw. für dessen Sulfid dann besteht kein Hindernis, die gleiche Bildungsmöglichkeit auch für alle restlichen Sulfide anzunehmen, die im Bereiche der Tüffer-Littaier Aufbrüche, bzw. in deren Fortsetzung gegen West auftreten und demnach auch speziell für den Antimonit von Trojane.

Sofern wir uns zur hier vertretenen Lösungstheorie bekennen, bleibt noch die Frage nach der Natur des Erzbringers, d. h. die Frage nach der Natur jenes Gesteinsmagmas zu berücksichtigen, das als primäre Heimat des Antimons zu deuten wäre.

Bei Trojane selbst lernte ich kein Eruptivgestein kennen; hier verzeichnet auch F. Teller keines. Dagegen finden wir bei diesem Autor im Blatt Cilli—Ratschach (Zone 21, Kol. XII) südlich

von Cilli dicht am Rande des Tüffrer Karbonaufbruches und auch in diesem selbst Hornfelstrachyte verzeichnet. Eine stattliche Reihe von eruptiven Felsarten verzeichnete F. Teller ferner im Bereiche des Blattes Praßberg a. d. Sann (Zone 20, Kol. XII), also im nördlich unmittelbar angrenzenden Territorium; für unsere Ansichten kämen speziell in Betracht: Andesite und Dacite (Hornfelstrachyte), allein der Tonalit und Granitit (Amphibolgranitit) dürften doch nicht ganz unberücksichtigt bleiben, zumal manche Quecksilbervorkommen genetisch auch mit Porphyren zusammenhängen könnten. Dies gilt besonders für gewisse Vorkommen aus dem Bereich des Kartenblattes Bischoflack (Zone 21, Kol. X). Nach F. Kossmat sind nämlich die eruptiven Gesteine, die dem Vorkommen von Knápovže, St. Oswald etc. zunächst auftreten seine triadischen Felsitporphyre und Tuffe. Namentlich Quarzporphyre und Hornfelstrachyte kämen für die Vorkommen von Gozd, Krašnja, Češnjice etc. in Betracht. Ein einwandfreier geologisch-monistischer Ursprung der Lösungen ist demnach wie bei Schlaining auch im Süden auf den ersten Blick nicht nachweisbar weshalb ich dieses Problem noch unter folgendem Gesichtswinkel beleuchten möchte.

„Bei Schönstein treten im Liffay-Graben ober Maria-Schönacker" (am Skorno-Berg) „im Guttensteiner Kalk beträchtliche Bänke von dunklem, stark zerklüftetem Hornstein auf. In diesen Klüften erscheint (über dem Gregorc-Bauer) Antimonit als regellose Ausfüllung[1])." Nach der Originalmitteilung F. Rolles[2]), auf die sich obige Angabe bezieht, ist der Hornstein auf Kluftflächen und Hohlräumen „mit feinen weißen Quarzkriställchen bekleidet". Beim Bauer Kerpuh sah Rolle überdies „an einem solchen Stück auch Schwerspat aufsitzen".

Nach F. Teller[3]) tritt der Antimonit hier, N von St. Michael in einem hornsteinführenden, stark dolomitischen Kalk auf, den er zum Muschelkalk stellte; das Erz hat da schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts zu Schürfungen Veranlassung gegeben.

Der im Jahre 1882 neu eingerichtete Antimonerzbau bei Maria-Schönacker wies im Jahre 1898 eine Gewinnung von 140 Ztr. und im Jahre 1899 eine solche von 100 Ztr. Erz aus; doch schon im Jahre 1902 steht die einzige Unternehmung in Schönacker auf Antimonit wieder außer Betrieb[4]).

Schließlich möchte ich noch erwähnen, daß Antimonerze auch im Bezirk Oberburg, und zwar schon im Jahre 1874 erschürft wurden[5]). Nach dieser Quelle habe man hier (im Jahre 1877) 53 Ztr.

---

[1]) V. v. Zepharovich, Mineral.-Lexikon. I. Bd., S. 490.

[2]) F. Rolle, „Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 8. Jahrg. 1857, S. 439

[3]) Erläuterungen zur geol. Spezialkarte 1:75.000, Blatt Praßberg an der Sann (Zone 20, Kol. XII), S. 44.

[4]) A. Aigner, „Die Mineralschätze der Steiermark."

[5]) A. Aigner, l. c. S. 235.

Antimonerz gewonnen. — F. v. Vivenot[1]) berichtet übrigens, daß der Antimonit eingesprengt in Kalzit mit Malachit und Fluorit bei Solčava (Sulzbach) im Sanntal, nordwestlich von Oberburg (Blatt Eisenkappel—Kanker der Spezialkarte) vorkomme.

Die Angaben über die Vorkommen „im Bezirk Oberburg“ und bei Sulzbach möchte ich nicht weiter verwerten, da ich sie nicht kenne, und da mir die Ortsangaben in der Literatur zu allgemein gefaßt sind, wohl aber jenes von Schönacker (Lepa njiva).

Der Muschelkalk, in dem der Antimonit von Schönacker auftritt, liegt dicht an dem „merkwürdigen Bruch, welcher das Blatt Praßberg in diagonaler Richtung durchsetzt, und der gerade in der unvermittelten Abgrenzung dieser Triasbildungen gegen die tertiären Ablagerungen des Schalltales seinen schärfsten Ausdruck findet“ (Teller, Erläuterungen, S. 42). Direkt nördlich vom Skornov vrh, bzw. nordwestlich von Schönstein liegt übrigens die Therme von Topolšica (Topolschitz) mit 25° R.

Diese Quelle und die Therme von Neuhaus mit 28—29° R gehören nach Teller (Erläuterung, S. 164) in die Gruppe der Akratothermen und stehen in einer auffallenden Beziehung zur Eruptionsspalte des Smrekovec (Smrekouc).

Sofern wir bezüglich der in diesem Abschnitt an verschiedenen Stellen ins Auge gefaßten Erze mit spezieller Berücksichtigung des Quecksilbers und Zinnobers nicht von mehreren, verschiedenen, genetischen Ursachen ausgehen, sondern die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen nur auf ein einziges, koordiniertes Kräftepaar: Magma, wässerige Lösung zurückzuführen bestrebt sind, insofern ist die Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit einer solchen Bildung gerade für das Antimonitvorkommen von Schönacker besonders leicht verständlich. Diese Erwägung führt mich deshalb weiter zur Ansicht, daß die Genesis der krainisch-steierischen Antimonite wahrscheinlich (ausschließlich) mit den Andesit- und Dacit-Eruptionen (Hornfelstrachyt) des Smrekovec in ursächlichem Zusammenhange stehen dürfte. — Diese Relation ermöglicht im weiteren Verfolg auch, sich eine Vorstellung von dem Alter der gegenständlichen Antimonitvorkommen zu bilden.

Aus der Erscheinungsweise des Antimonites von Trojane ergibt sich von selbst, daß er dort gewiß jünger als das Karbon ist; sofern er zumindest an dessen Grenze gegen das Perm noch in diesem auftritt (vgl. sub *C*, Punkt 8, S. 383), müßte er auch als jünger denn permisch gedeutet werden. Um wie viel er jünger ist als eine dieser zwei Formationen, sei damit nicht einmal angedeutet. — Das gleiche gilt bezüglich der Sulfide des Bleies, eventuell des Kupfers und besonders des Quecksilbers, sofern sie gangartig in karbonischen Sedimenten aufsetzen (Littai, Knapovže und Distrikt gegen Bischoflack, Vače).

Der Antimonit von Schönacker ist an und für sich zuverlässig jünger als der dortige Muschelkalk. Mit Rücksicht auf die vorn

[1]) „Beiträge zur mineralogischen Topographie von Oesterreich-Ungarn.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, 19. Bd., S. 596.

vertretene Ansicht, daß der in Rede stehende Antimonit genetisch mit dem eruptiven Prozeß des Smrekovec ursächlich zusammenhängt, kann man indessen bedeutend präzisere Altersverhältnisse für diesen ableiten.

Die D. Stur'schen Hornfelstrachyte aus dem Bereiche des Spezialkartenblattes Praßberg a. d. Sann (Zone 20, Kol. XII) spricht bekanntlich F. Teller in den Erläuterungen (S. 158 ff.) als Andesite und Dacite an und teilt sie in nachstehender Weise in zwei Gruppen.

Die eine Gruppe umfaßt Eruptivbildungen, welche sich als Decken oder Stromenden in die tertiäre Schichtenfolge einschalten. Die derart innerhalb des unteren Miocäns auftretenden, hierhergehörigen Eruptivgebilde entsprechen den jüngeren Hornfelstrachyten Sturs[1]). Dieser Typus ist räumlich an den Bruch von Schönstein gebunden, den schon Teller als den oberflächlichen Ausdruck jener Spalte bezeichnet hat, auf welcher im Beginne der Miocänzeit andesitische und dacitische Magmen zum Durchbruch gelangt sind, die heute die Ergußmasse des Smrekovec, von Bela Voda, Veleje (Wöllan) und die Lagermassen südlich von Dobrna (Neuhaus) vorstellen.

Dagegen umfaßt die zweite Gruppe Felsarten, „welche als unregelmäßig begrenzte gang- und stockförmige Massen in den triadischen Kalkmassiven stecken und allenthalben klar als Gesteine mit durchgreifender Lagerung charakterisiert erscheinen". Hierher gehören im Bereiche des Kartenblattes Praßberg die eruptiven Bildungen der Menina, des Dobrol und die zahlreichen Intrusionen auf der Linie St. Martin (a. d. Pack), St. Andrä, Studenec, Pirešica (Pierceschitz) und Vojnik (Hochenegg) sowie ferner im Bereiche des Kartenblattes Eisenkappel und Kanker (Zone 20, Kol. XI) die Vorkommen zwischen Gozd (Goisd) im Westen und dem Meninaplateau im Osten, und jene vom Stock des Vk. Rogač. — Im Sinne von D. Stur sind die hierhergehörigen Felsarten seine älteren Hornfelstrachyte. — Der Habitus der Gesteine dieser Gruppe ist teils felsitisch, teils porphyrartig; sie wurden bald als Hornfelstrachyte, bald als Hornsteinporphyre benannt[2]) und haben der petrographischen Diagnose stets große Schwierigkeiten bereitet. Die Altersbestimmung dieser Gesteine ist auch noch nach Tellers Ansicht nicht so völlig klar, wie es Stur sich dachte, obschon auch nach Teller „zugegeben werden muß, daß die von Stur vertretene Anschauung über das tertiäre Alter dieser Intrusionen die größte Wahrscheinlichkeit für sich hat".

Für unsere Zwecke möge es vor allem genügen, zu wissen, daß die hier in Rede stehenden Gebilde — sie mögen welcher Gruppe immer angehören — höchstwahrscheinlich tertiären Alters sind. Bei dieser Sachlage erscheint es verständlich, falls ich auf Grund der

---

[1]) D. Stur, „Geologie der Steiermark." Graz 1871, S. 594—600.

[2]) Teller bietet in den Erläuterungen betreffs der Andesite und Dacite hinreichende Literaturangaben, weshalb ich hier kurz auf die dortigen Angaben verweise.

vorn beleuchteten Tatsachen und Deduktionen auch für die Antimonite aus dem krainisch-steierischen Grenzgebiete ausnahmslos ein gleiches oder zumindest kein davon wesentlich verschiedenes Alter vindiziere. Diese Ableitung erscheint mir übrigens auch aus nachstehendem Grunde die glaubhafteste, wobei ich wieder Teller (Erläuterungen S. 163) wörtlich zitieren möchte, nachdem ich bemerke, daß sich seine Angaben auf Gesteine der zweiten obigen Gruppe beziehen.

„Der Kontakt zwischen den Intrusivbildungen und dem Triaskalk erscheint häufig von sekundären Mineralbildungen, hauptsächlich Ansiedelungen von Schwefelkies und seinen Umwandlungsprodukten begleitet. Mächtige Ablagerungen von Schwefelkies zeichnen die Grenzklüfte des Eruptivstockes von Piereschitz aus. Wie man aus einer Mitteilung Kefersteins aus dem Jahre 1829 ersieht[1]), waren derartige Mineralneubildungen schon im Beginne dieses Jahrhunderts Gegenstand bergmännischer Unternehmungen. Keferstein berichtet über eine Lagerstätte von silberhältigem Bleiglanz und Schwefelkies, wie sie später von Rolle[2]) aus demselben Gebiete, und zwar nächst dem Karivšek-Bauer beschrieben wurde. In neuerer Zeit wurde in der Umrandung des Eruptivstockes nur noch auf Schwefelkies gebaut, über dessen Vorkommen in der Gemeinde Studenec und bei Pirešica und Železno Bergrat E. Riedl eingehendere Beobachtungen veröffentlicht hat[3]).

Ganz analoge Ablagerungen an den Grenzklüften von Hornfelstrachyt und Triaskalk finden sich im Gebiete des Dobrol nächst St. Urban. Ueber ein solches Vorkommen hat Lipold eine besondere Mitteilung veröffentlicht[4])“; soviel nach F. Teller.

Die voranstehenden Teller'schen Angaben sind deshalb von Interesse, weil sie illustrieren, daß die in Rede stehenden Eruptivgesteine anderweitig ebenfalls Erzbringer vorstellen, und daß die Antimonite deshalb gar keine singuläre Erscheinung repräsentieren. Sie sind vielmehr nur eine der zahlreichen, mineralischen Bildungen, die als Folgeerscheinung der bezüglichen Eruptionen zu deuten sind.

---

[1]) Keferstein, „Teutschland.“ Weimard 1829. VI. 2, S. 227.

[2]) F. Rolle, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857. VIII, S. 433.

[3]) E. Riedl, „Das Schwefelkiesvorkommen des Sanntales.“ Oesterr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. 1877, S. 527—528 und 543—545.

[4]) M. V. Lipold, „Ueber ein Eisensteinvorkommen nächst Praßberg in Untersteiermark.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861—1862, XII. und Verh S. 299.

Schlußbemerkungen und Zusammenfassung.

Aus den rein sachlichen Angaben der zwei ersten Abschnitte dieser Arbeit erhellt zur Genüge, daß Schlaining, Maltern sowie alle übrigen in diesen zwei Kapiteln genannten Antimonitvorkommen zusammen eine Art Antimonprovinz vorstellen. Abgesehen von anderen Momenten kann für diese Gruppe auch speziell das Genetische als gemeinsam aufgefaßt werden. Das erzbringende Eruptivum, welches als ursprüngliches Reservoir für eines der dortigen Vorkommen einmal angenommen wurde, muß in gleichem Sinne auch für alle übrigen derart gedeutet werden.

Eine ganz abgesonderte Stellung nimmt zumindest auf den ersten Blick diesen Vorkommen gegenüber jenes von Trojane ein. Die Schlaininger Erzprovinz gehört doch den östlichsten Ausläufern der Zentralalpen, Trojane dagegen je nachdem den südlichen Kalkalpen (Kalkvoralpen[1]) oder sogar bereits den Dinariden[2]) an. Dies hängt ganz von der Deutung des Baues des alpinen Systems ab. Faßt man die Ergebnisse dieser Untersuchung resumierend, wie dies gleich weiter unten geschehen soll, kurz zusammen, so überzeugt man sich dagegen leicht, daß beiden Erzprovinzen so viele Kongruenzpunkte gemeinsam sind, daß diese Tatsachen die Frage geradezu herausfordern, ob denn Schlaining und Trojane nicht vielleicht doch irgendwelche Berührungspunkte besitzen?

* * *

Sowohl Schlaining als auch Trojane sind offenkundig arm an verschiedenen Mineralgattungen.

Da wie dort tritt als Haupterz nur Antimonit auf. Schwefelkies kommt als Imprägnation, allein auch dies nur untergeordnet, vor. Als Gangart wurde in beiden Provinzen weißer Gangquarz angetroffen, dem erst in zweiter Linie Karbonate folgen, deren Menge indessen stets gering ist. In der Schlaininger Erzprovinz tritt neben dem Antimonit wenigstens in untergeordneter Menge auch Zinnober auf; für Trojane kann dies (vorläufig) nicht angegeben werden. Dafür sehen wir dagegen das Quecksilber und dessen Sulfid relativ nahe (Littai, Gozd, Knapovže etc.) und unter solchen geologischen Bedingungen in Erscheinung treten (bei Kerschstetten und in Littai neben Antimonit), daß man darauf verweisen muß, daß es genetisch mit dem *Sb*-Vorkommen von Trojane verknüpft sein dürfte.

Dies die wesentlichen, mineralischen Charakterzüge beider Provinzen, denn die restliche Mineralführung ist in beiden Fällen ohne jede weitere Bedeutung.

In Schlaining sowie in Trojane ist die Form der Erzführung gang-, lagergangartig und lettenförmig. In der Schlaininger Provinz kommen zudem auch metasomatische Erzkörper vor, was mit dem dortigen Auftreten der Kalke gut erklärbar

[1]) N. Krebs, „Länderkunde der österr. Alpen."
[2]) E. Suess, „Das Antlitz der Erde." III./2.

ist, während diese Form bei Trojane wohl nur deshalb fehlen dürfte, weil wir da im Karbon keine karbonatischen Sedimente antreffen. Beiden Vorkommen sind schließlich die Erzimprägnationen gemeinsam.

Von besonderer Wichtigkeit erscheint mir schließlich die Tatsache, daß beide Antimonitprovinzen einerseits durch zahlreiche Thermen, bzw. Mineralquellen (Säuerlinge) ausgezeichnet sind, und anderseits, daß in beiden Provinzen auch Schwefelkiesvorkommen selbständige Erzkörper bilden, die sogar praktisch von Bedeutung sind. — Bei Bernstein tritt zudem Kupferkies auf; dieser allein ist jedoch kein für die Schlaininger Antimonitprovinz wesentliches Merkmal, denn Kupferverbindungen kommen im Bereiche der südlichen Kalkvoralpen erwiesenermaßen auch vor. Der Unterschied kann diesbezüglich nur eventuell in gradueller Hinsicht anerkannt werden.

Im Hinblick auf Schlaining wurden als Erzbringer aufgefaßt: der dortige Serpentin oder die benachbarten Basalte; für die Antimonitprovinz von Trojane dagegen vorzüglich die Dacite und Andesite aus dem krainisch-steierischen Grenzgebiete.

Schließlich sei nun noch auf die Nebengesteine der Erzkörper verwiesen; ihre Natur ist in beiden Fällen so wesentlich verschieden, daß diese für jeden Vergleich unbedingt eine negative Post vorstellt. Bei der erdrückenden Anzahl von sonstigen Kongruenzpunkten kann deshalb dieses Moment bei der Würdigung der letzteren von vornherein in genetischer Hinsicht ausgeschieden werden, denn es wäre schwer einzusehen, wie und warum so wesentlich verschiedene Nebengesteine Antimonlagerstätten produzieren könnten, die sich sonst so ähnlich wären wie die beiden Provinzen Schlaining und Trojane.

* * *

Fassen wir alle soeben angeführten Momente gleichzeitig ins Auge, so muß man die Existenz dieser zwei Antimonitprovinzen primär wohl nur auf Eruptiva zurückführen. Gerade in dieser Hinsicht ist es aber auf den ersten Blick auch nicht leicht, alle angegebenen Tatsachen unter einem Gesichtswinkel zu beurteilen. Allein dies nur scheinbar und namentlich dann, wenn man die Ostalpen im Sinne der reinen Deckentheorie deutet.

An der Wende von Unter- und Mittelpliocän fanden bekanntlich am Ostrande des Alpenstammes mehrfach Eruptionen statt. Als solche führt A. Winkler[1]) wie dies kurz bereits vorn (S. 371) erwähnt wurde, an:

1. Den Basalt und Theralith ähnlichen „Dolerit" vom Pauliberg bei Landsee[2]). Vor Winkler beschäftigte sich mit diesem Vorkommen auch Bela v. Inkey[3]).

---

[1]) Artur Winkler, „Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen. Ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehung zu tektonischen Vorgängen." Mit einer Uebersichtskarte. Zeitschr. für Vulkanologie. Bd. I. — D. Reimer, Berlin.

[2]) Artur Winkler, „Der Basalt am Pauliberg bei Landsee im Komitat Oedenburg." (An der ungar.-niederösterr. Grenze.) Auftreten eines hypabyssischen Gesteins. (Mit einer Textfigur.) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1913, S. 355.

[3]) „Ueber zwei ungarische Doleritvorkommen." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, S. 78.

2. An zweiter Stelle erwähnt Winkler den Basalt von Pullendorf (Felsö-Pulya).

Betreffs der beiden bisher genannten Vorkommen wies bereits K. Hoffmann[1]) in seiner Schilderung der basaltischen Eruptionen am Plattensee darauf hin, daß erstere zwei die Ausläufer einer nordwestlich orientierten Vulkanserie vorstellen, die demzufolge vom Plattensee bis zum Pauliberg reicht. Die diesbezügliche Angabe Hoffmanns lautet nämlich: „Es ist gewiß bemerkenswert, daß die weit gegen NW, in der Nähe des Alpenrandes bei Ober-Pullendorf und Kobersdorf ganz isoliert auftretenden, den Bakonyer petrographisch ganz ähnlichen Basaltvorkommnisse auffallend annähernd (nur mit einer geringen Ablenkung gegen Ost) auf die Verlängerung der mächtigsten, quergerichteten Bakonyer Basaltlinie, auf die Linie Kabhegy—Cséhkút—Nagy Somlyó—Sagh fallen. Es scheint dies auf einen näheren Konnex jener obengenannten Basaltausbrüche mit unserem Bakonyer Basaltsystem hinzuweisen usw.“ (Fußnote l. c. S. 235.)

3. In weiterer Folge führt Winkler den Tuffsandstein von Drumling an, ferner

4. den Basalt von Weitendorf[2]) (Graz Süd);

5. den Basalt von Kollnitz im Lavanttal (Kärnten) und ganz besonders

6. die pliocänen Basalte und Tuffe der Gleichenberger Eruptivzone[3]).

Eine zweite Serie tertiärer Eruptionen kennt man bekanntlich ferner im mittelsteierischen Schollenland aus dem tieferen Miocän; es sind dies die Trachyt- und Andesitmassive, die ebenfalls in der Gleichenberger[4]) Gegend in Erscheinung treten.

Ueberblicken wir zuerst nur die soeben angeführten, basaltischen Eruptiva für sich an der Hand einer Karte, so ist es leicht einzusehen, daß sich diese wie eine Guirlande vom nordöstlichsten Ausläufer der Zentralalpen tief herein nach Mittelsteiermark (und anderseits als eine Art Seitenast in die ungarische Ebene) ziehen.

An dieser Stelle sei mit Hoffmann (l. c. S. 233) auch auf den Umstand verwiesen, daß sich die ungarischen Basalte aus der Gegend vom Plattensee in nordöstlicher Richtung bis an den Saum der Karpathen verfolgen läßt. „Wenn wir zu diesem Behufe die treffliche geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie von Franz v. Hauer betrachten, so sehen wir, daß unser Bakonyer basaltisches Vulkansystem nur eine spezielle Gruppe einer großen, linearen, vulkanischen Zone ist, die das ungarische Neogenbecken in seiner ganzen Breite, vom Saume der Karpathen bis an den Alpenrand, durchsetzt.“ Dies erwähne ich aus folgendem Grunde.

---

[1]) „Die Basaltgesteine des südlichen Bakony.“ Mitteil. aus dem Jahrb. d. kön. ung. geol. Anstalt. III. Bd. 1879.

[2]) Leitmeier, „Die Basalte von Weitendorf in Steiermark etc“ Jahrb. f Min., Geol. u. Paläont. 1909, XXVII. Beilageband, S. 219.

[3]) C. Preiß, „Die Basaltgesteine vom Plattensee, verglichen mit denen von Steiermark.“ Mitteil. d. naturw. Vereines f. Steiermark 1908. Erschienen 1909.

[4]) Al. Sigmund, „Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg.“ Tschermaks Min. und petrogr. Mitteil. XXI. Bd. 1902.

Sowohl die mittelsteierischen als auch die gegenständlichen, ungarischen Basalte werden, wie übrigens für erstere schon bemerkt, von Durchbrüchen trachytisch-andesitischer [1]) Gesteine begleitet. Ihre territorielle Verteilung und ihr Zusammenvorkommen scheint mir nun deutlich darauf hinzuweisen, daß da Magmen erstarrt sind, die einerseits im Erdinnern, das heißt zumindest unter der tertiären Hülle eine bedeutend größere Verbreitung besitzen als auf der Oberfläche, und die anderseits in genetischer Hinsicht miteinander verbunden sein könnten. Sofern zweierlei Gesteine auf derselben Spalte oder zumindest auf zwei nahe nebeneinander liegenden (Gleichenberg) aufsitzen, erscheint es mir nämlich zumindest denkbar, daß die betreffenden Eruptionen von einem und demselben, wenn auch im Laufe eines Zeitintervalles, der hier gar nicht besonders groß ist, etwas modifizierten Magmaherde gespeist worden sein dürften. — Die voranstehende Ueberlegung führt mich also zur Ansicht, daß am Ostrande der Zentralalpen ein primär mehr oder weniger einheitlicher Magmaherd von ziemlichen Dimensionen vorhanden gewesen sein kann.

Vorn wurde bereits auf die Tatsache verwiesen, daß man es in Untersteiermark und an der krainisch-steierischen Grenze mit dacitisch-andesitischen Eruptionen [2]) zu tun hat (Teller). Ihre territorielle Verbreitung ist gar nicht gering, wobei selbe sowohl im Bereiche der Alpen als auch an deren Rande in tertiären Schichten auftreten. An die voranstehend erwähnten Eruptiva schließen sich demnach noch weitere verwandte Gesteine an, so daß wir, wie im folgenden gezeigt werden soll, zur Annahme berechtigt sind, daß am Rande der Ostalpen überhaupt, also von ihrem nordöstlichsten Sporn, dem Rosalien-Gebirge, bis an die Grenze der Dinariden ein primär mehr oder weniger einheitlicher Magmaherd vorhanden gewesen sein konnte.

F. Becke [3]) verdanken wir sachlich begründete Auseinandersetzungen, die uns lehren, daß zwischen der Tektonik eines Gebietes und der Natur der Eruptiva des letzteren ein gewisser, ursächlicher Zusammenhang besteht. Die Natur der Gesteine einzelner Magmaprovinzen ist danach vom Bau des Territoriums abhängig, dem die ersteren angehören.

Vergleicht man speziell die Charakterzüge der Tektonik der hier ins Auge zu fassenden Gebiete untereinander, so ist nun dazu nach Winkler [4]) folgendes zu bemerken.

---

[1]) Al. Sigmund, „Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg." Tschermaks Min. und petrogr. Mitteil. XXI. Bd. 1902.

[2]) v. Drasche, Tschermaks Min. und petrogr. Mitteil. 1873. — Hussak, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A 1878. — E. Hatle, „Zur Kenntnis der petrogr. Beschaffenheit der südsteierischen Eruptivgesteine. Mitteil. des naturw. Vereines für Steiermark 1880.

[3]) „Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine." Tschermaks Min. und petrogr. Mitteil. XXII. Bd. 1903.

[4]) A. Winkler, „Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteierischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Vorläufige Mitteilungen." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1913. — Derselbe, „Unter-

Die tertiären Eruptivmassen des Systems der „Savefalten“ müssen wir bekanntlich schon nach F. Teller[1]) zur Gänze dem Untermiocän zurechnen. Die A. Winkler'schen Mitteilungen[2]) betreffs dieses Gegenstandes kann man ferner dahin zusammenfassen, daß die Eruptionen der Sawefalten nach ihrem Auftreten in einem kurz vorher gefalteten Gebiet dem pazifischen Eruptionstypus entsprechen, denn die gegenständlichen „andesitischen Bogeneruptionen lassen folgende tektonische Deutung zu: Sie sitzen einer unmittelbar vorher (gegen Ende des Oberoligocäns) gefalteten Zone auf“. „Die pazifischen Durchbrüche der untersteierischen Andesite erscheinen somit an den gesenkten Innenraum einer Faltungszone geknüpft.“

Bei Gleichenberg haben wir nach dem Vorausgeschickten zwei eruptive Gesteinsreihen zu unterscheiden.

a) Die ältere ist andesitisch-trachytischer Natur. Diese im tieferen Miocän auftretenden Magmen erscheinen nach Winkler in einer Region, welche zur Zeit des Ausbruches im Stadium des Ueberganges vom Falten- zum Schollenbau begriffen war. Die bezüglichen Lavamassen nehmen deshalb auch eine Mittelstellung zwischen pazifischer und atlantischer Sippe ein[3]).

b) Als jüngere Reihe sind die dortigen Basalte zu deuten, denen ein pliocänes Alter zukommt.

„Es läßt sich erkennen, daß im Bereiche des östlichen Zentralalpenrandes[4]) und seiner tertiären Umrandung wenigstens seit Beginn des Neogens sich keine nennenswerten faltenden Bewegungen vollzogen haben.“ Die Störungen „beschränken sich fast ausschließlich auf Schollenbewegungen — Hebungen und Senkungen —, die sich teils an Brüchen, teils an meist flach abfallenden Absenkungslinien vollzogen haben“. (Winkler, Zeitschrift für Vulkanismus, S. 186.)

Mit dem Charakter der dortigen Tektonik stimmt nun auch der Typus der (basaltischen) Eruptiva sehr gut überein. Die gegenständlichen, pliocänen Eruptivgesteine entsprechen der Hauptmasse nach Beckes atlantischem Typus.

Es soll nicht geleugnet werden, daß die systematische Stellung der tertiären Ergüsse am östlichen Rande der Alpen auf den ersten Blick eine so verschiedene ist, daß man daraus keine Gesetzmäßigkeit herauslesen kann, sofern man nur die allgemein übliche Nomenklatur

---

suchungen zur Geologie und Paläontologie des steierischen Tertiärs. Studie über Verbreitung und Tektonik des Miocäns von Mittelsteiermark.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913. 63. Bd.

[1]) „Erläuterungen zur geolog. Karte der österr.-ungar. Monarchie. Blatt Praßberg an der Sann.“

[2]) „Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen. Ihre Magmabeschaffenheit etc.“ Zeitschrift für Vulkanologie. I. Bd. Berlin, D. Reimer (E. Vohsen), 1914/15.

[3]) Becke, l. c. S. 386.

[4]) Genauer nach Abtrennung des südlichsten Bacher- und Poßruckgebirges.

ins Auge faßt. Berücksichtigt man dagegen das erwähnte Einteilungsprinzip F. Beckes, dann erhält man jedoch eine sinnfällige kontinuierliche Reihe, deren ein Ende von atlantischen und das andere von pazifischen Magmen eingenommen wird. Dazwischen stehen Uebergangsformen, die von einem pazifisch-atlantischen Typus zum rein atlantischen hinüberführen. Durch diese Uebergänge ist speziell das Gleichenberger Eruptivgebiet ausgezeichnet, das indessen auch atlantische Typen aufweist. Hier stammen übrigens beide Typen wahrscheinlich aus einem Stamm-Magma.

Vorn bemühte ich mich, den Wahrscheinlichkeitsbeweis zu erbringen, daß am Ostrande des Alpenstammes gegen die ungarische Tiefebene ein vielleicht durch Differenziationsprozesse gespaltenes, allein primär einheitliches, eruptives Magma erstarrt vorliegt. In gleichem Sinne sprechen die Verhältnisse im Gleichenberger Eruptivgebiet; hier wird dies nur insofern noch verständlicher, weil beiderlei Gesteinstypen nahe beieinander auftreten und auf ein kleines Gebiet beschränkt sind.

Im I. und II. Abschnitte wurden als Erzbringer der Antimonite der Schlaininger Provinz auch die benachbarten Basalte ins Auge gefaßt; im III. Teile geschah dies im Hinblick auf die Antimonite von Trojane zugunsten der Dacite und Andesite der dortigen, weiteren Umgebung.

Sofern wir diese Eruptiva in dem soeben vertretenen Sinne als von einem Stamm-Magma ableitbar annehmen, das durch geänderte, tektonische Begleitumstände auch geänderte, chemische Merkmale aufgeprägt bekam, gewinnen wir einen Standpunkt, von dem aus wir die Herkunft der Antimonitsubstanz und die Genesis der beiderlei Lagerstätten des Antimonites einheitlich deuten können. Im Süden wie im Norden würde das Antimon von demselben primären Herde stammen, aus dem es direkt oder indirekt in Lösungen eintrat und umtransportiert wurde. Daher vielleicht dieselbe gleichmäßig einfache Mineralassoziation, dieselben Gangarten auf beiderlei Lagerstätten. Sofern bei Schlaining auch metasomatische Erzkörper vorkommen, hängt dies nicht mit der Natur des Magmas oder des Lösungsmittels, sondern, wie gesagt, mit jener der umgebenden Gesteine (Kalke) in ursächlichem Zusammenhange, welche Art Gesteine dem Karbon von Trojane eben fehlt.

Inhaltsverzeichnis.

Ueber die Saveterrassen in Oberkrain.

Von O. Ampferer.

Mit 19 Textzeichnungen.

Die Grundlagen zu der folgenden Untersuchung wurden anläßlich von zirka vierwöchentlichen Begehungen gewonnen, welche ich im Gebiete dieser Terrassen im Frühsommer 1910 ausgeführt habe. Als Ergänzung kamen dann noch einige Exkursionen in den folgenden Jahren dazu. Außerdem verdanke ich dem inzwischen verstorbenen Bergrat, Dr. F. Teller, sowie Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. Kossmat, viele freundliche Mitteilungen, an die ich mich mit Dankbarkeit erinnere.

Die Hauptfläche der von mir untersuchten Terrassen fällt in den Bereich von Blatt „Radmannsdorf" (Zone 20, Kol. X) der österreichischen Spezialkarte 1:75.000.

Es war dies das langjährige Arbeitsfeld Tellers. Ein kleineres Stück trifft in das Blatt „Laibach" (Zone 21, Kol. XI), welches von Kossmat geologisch aufgenommen wurde.

Keines dieser Blätter ist leider bisher im Druck erschienen.

Wir besitzen in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter" eine von Prof. Dr. E. Brückner geschriebene Darstellung der Geschichte des Savegletschers (pag. 1044—1062), welche auch die Bildung und Einordnung unserer Terrassen in dem dort festgehaltenen Schema von vier Eiszeiten enthält.

Der Vorgang der Terrassenbildung war nach Brückner in kurzen Umrissen etwa der folgende: Das Savetal ist dadurch ausgezeichnet, daß keine Altendmöräne, sondern nur eine Jungendmoräne vorhanden ist.

Diese breitet sich bei Radmannsdorf aus.

Weiter talab finden sich keine Moränen mehr vor. Von der Jungendmoräne zieht der Niederterrassenschotter talab, welcher zwischen Radmannsdorf und Krainburg in Talfurchen des höhergelagerten Hochterrassenschotters eingelagert ist.

Unterhalb von Krainburg verliert sich diese Höhendifferenz der beiden Schotter mehr und der Niederterrassenschotter bildet einen mächtigen, flachen Schuttkegel, aus dem nur mehr kleine Inseln von Hochterrasse emporragen. Außer Nieder- und Hochterrassen sollen auch noch Reste von jüngerem und älterem Deckenschotter da sein.

Diese Schotter haben im Savetal dasselbe gegenseitige Verhältnis wie auf der Nordseite der Alpen.

Sie sind vor den Endmoränen als fluvioglaziale Schotter aufgeschüttet.

Moränen sind hier nur in Verbindung mit den Niederterrassenschottern vorhanden, doch verrät der steile, unregelmäßige Anstieg der Hochterrassen in der Nähe der Jungendmoräne die Nähe der einst dazugehörigen Altendmoräne.

Während sich diese Schotterdecken talabwärts von der Endmoräne befinden, begegnen uns auch oberhalb derselben weitverbreitete Terrassenreste.

Die Schotter im Liegenden der Endmoränen dürften wie so viele andere in analoger Lage der Laufenschwankung angehören.

Die konglomerierten Schotter im Kot-, Kerma- und Rotweintal sind Talverbauungen, entstanden hinter den sperrenden Eisdämmen des Wurzener und Wocheiner Savegletschers.

Die Konglomerate im hinteren Wocheiner Tal werden nicht erklärt.

Als Spuren einer interglazialen Talverschüttung werden die Reste eines Pischenzadeltas (Stausee von 830—840 *m* Höhe bei Kronau) sowie ein Konglomerat im Uratatal bezeichnet.

Meine Beobachtungen lassen sich mit der eben vorgeführten Entwicklungsgeschichte der Saveterrassen nicht in Uebereinstimmung bringen.

Nach meinen Erfahrungen sind im Savetal nicht mehr als zwei große Schottersysteme vorhanden, die von den Endmoränen völlig unabhängig sind.

Die ältere Talverschüttung ist von den innersten Zweigen der Täler der Triglavgruppe bis in die Laibacher Ebene verbreitet und in vielen, meist festverkitteten Konglomeratresten aufbewahrt.

Die jüngere Aufschüttung ist viel weniger ausgedehnt, nur stellenweise und locker verfestigt. Sie ist in großer Deutlichkeit und Mächtigkeit vor allem in dem Becken von Radmannsdorf entwickelt. Ueberall erscheint sie in Erosionsfurchen der älteren Schotterdecke eingeschaltet.

Die ältere Verschüttung lagert ohne Zwischenschaltung von Grundmoränen dem Grundgebirge auf.

Es ist also nach den bisherigen Aufnahmen nicht sichergestellt, daß dieser Talverschüttung bereits eine Eiszeit vorausgegangen war.

Die jüngere Talverschüttung wird von Grundmoränen unter- und überlagert.

Die liegenden Grundmoränen sind nur stellenweise und nirgends in größerer Mächtigkeit erschlossen, wogegen die hangende Grundmoräne auf weite Strecken erhalten ist.

Von dem vielleicht ursprünglich vorhandenen einheitlichen Niveau dieser mächtigen Zuschotterung der oberkrainischen Täler ist durch die zahlreichen, beim Tieferschneiden der Save erfolgten Terrassenausschwemmungen nicht mehr viel übriggeblieben. Die hangende Grundmoräne überlagert auch die Schotterterrassen in ziemlich verschiedenen Höhenlagen.

Eine Ableitung der Schottermassen aus der Endmoränenzone im Sinne von Penck und Brückner ist im Savegebiete aus mehreren Gründen ausgeschlossen. Einmal ist die Masse der Endmoräne gegenüber der Schottermasse geradezu lächerlich gering.

Dann lagert die Moränendecke überall scharf gesondert auf den Terrassenschottern.

Vermischungszonen oder sogenannte Uebergangskegel zwischen Moränen und Schottern sind mir hier nirgends begegnet.

Weiter streichen die Terrassenschotter aus dem Vorland der Endmoräne vollkommen zusammenhängend und gleichartig unter den Moränen bis weit ins Hinterland derselben durch.

Es ist ausgeschlossen, die vor und hinter der Endmoräne liegenden Teile der Schotterdecke zeitlich auseinanderzutrennen.

Das sind völlig einheitlich aufgeschüttete Schottermassen, welche sicher schon vor der Ueberdeckung mit der Moräne abgelagert und auch schon erodiert waren. Dafür ist sogar ein direkter geologischer Beweis vorhanden.

An der Straße, die von Lees in westlicher Richtung gegen Veldes zur Savebrücke hinunterzieht, war im Jahre 1910 eine Schotter-

Fig. 1.



1 = Grundmoräne. — 2 = Gröbere horizontale Schotter. — 3 = Feinere, leicht verkittete Schotter- und Sandlagen.

grube vorhanden, deren Aufschlüsse in Fig. 1 abgezeichnet erscheinen. Diese Schottergrube war in den Rand der Terrasse von Lees-Radmannsdorf eingeschnitten, so daß auch noch die hangende Grundmoräne mit angebrochen wurde.

Unter dieser Grundmoräne liegen nun erst grobe horizontale Schotter, dann feinere Sande und Schotter in steiler, ostwärts gekehrter Deltaschichtung.

Diese letzteren, leicht verkitteten Schotter sind nun von einer kleinen Schubfläche zerschnitten, an welcher ein westlicher Teil auf einen östlichen aufgeschoben wurde, wobei sich die Schotter in schöne Falten gelegt haben.

Diese Falten können nur als Schleppungen unter dem gewaltigen Schub der gegen O vorrückenden Eismassen verstanden werden.

Die Annahme von Rutschungen oder von tektonischen Bewegungen ist ganz ausgeschlossen.

Es müssen also nicht nur die Schotter, sondern auch ihre Verkittung bereits älter als die letzte Vergletscherung sein.

Die groben Horizontalschotter und die Hangendmoräne scheinen erst auf der bereits fertigen und etwas aberodierten Faltung zur Ab-

lagerung gekommen zu sein. Das würde wohl mit einem kleinen Rückzug und Vorstoß der Eismassen zu erklären sein. Unsere gefalteten Schotter befinden sich 1 *km* westlich der Kirche von Lees und etwa 4 *km* hinter dem Außenrand der Jungendmoränen bei Radmannsdorf.

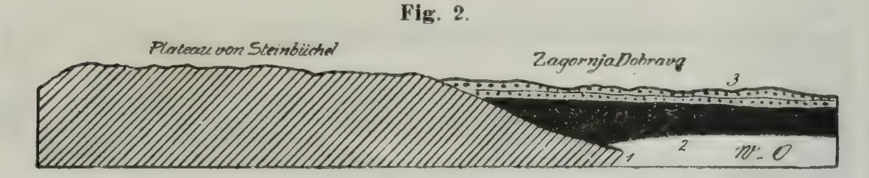
Die Lage der Endmoränen bei Radmannsdorf ist bereits von Brückner richtig bestimmt worden. Auch ich habe weiter saveabwärts keine sicheren Moränen mehr gefunden.

Wie ich schon erwähnte, habe ich nur zwei Schottersysteme, statt der vier von Brückner angegebenen, hier nachweisen können.

Die Reste der älteren Talverschüttung sind durchaus fest konglomeriert und können nirgends mit den nur ausnahmsweise und nur lose verkitteten Ablagerungen der jüngeren Verschüttung verwechselt werden.

Sie zeigen aber nicht nur eine weit festere Bindung, die sie zu Werksteinen brauchbar macht, sondern auch viel stärkere Verwitterung.

Fig. 2.



1 = Triaskalk. — 2 = Tertiärtegel. — 3 = Fest verkittetes Konglomerat-Nagelfluh, die ebenso wie das Kalkplateau mit Dolinen und rotem Verwitterungslehm überzogen ist.

Ihre Oberflächen sind weithin von Dolinen wie mit Blatternarben überzogen.

Diese Dolinenlandschaften greifen aber, wie man zum Beispiel in der Gegend von Steinbühel südöstlich von Radmannsdorf (Fig. 2) gut gewahren kann, auch auf die angrenzenden Kalkplateaus über.

Die Höhe des Nagelfluhplateaus fällt hier zwischen 456—500 *m*, jene des Kalkplateaus erreicht 540 *m*.

Ueberschreitet man von dieser an der Südseite der Save gelegenen Terrasse die Save und die niedrigen Anhöhen bis zum steilen Aufschwung der Karawanken, so begegnet man einer Reihe von kleineren Nagelfluhinseln, die hier dem tertiären Untergrund in verschiedener Höhe aufsitzen.

Gegen die Karawanken zu liegen höhere Nagelfluhterrassen. Die höchste, welche ich kennen lernte, ist jene östlich von Vigaun-Sgosch, welche 651 *m* erreicht. Brückner hat nun diese Nagelfluhreste auf Hochterrassen, jüngeren und älteren Deckenschotter zu verteilen gesucht.

Ich halte dies für eine künstliche Zerreißung einer offenbar einheitlichen Schotterdecke von mehr als 200 *m* Mächtigkeit, welche auf dem breiten, unebenen, von weichen marinen Tertiärschichten

erfüllten Boden des Savetales vielleicht sogar schon in präglazialer Zeit zur Ablagerung kam.

Ebenso wie die junge Schotterdecke von den einschneidenden Flüssen und Bächen in zahlreiche verschieden hohe Terrassenstücke zerschnitzelt wurde, ist es auch der alten Schotterdecke in ihrem ja weit längerem Lebenslaufe ergangen und es ist unmöglich, aus verschiedener Höhenlage der einzelnen, heute getrennten Reste auf ihr verschiedenes Alter zu schließen.

Während die junge Aufschüttung in dem Becken von Radmannsdorf vorherrschend ist, nimmt die Bedeutung der alten Nagelfluh saveabwärts zu. Ich habe die Saveterrassen von Lengenfeld bis Zwischenwässern ganz zusammenhängend begangen und bin zur Ueberzeugung gelangt, daß der gewaltige Nagelfluhcañon, in welchem die Save zwischen Krainburg-Flödnig dahinflutet, ganz von den Schottermassen der alten Aufschüttung aufgebaut wird.

Es liegt hier ein mächtiges und tief verschüttetes Becken vor, denn auf der ganzen Strecke von Krainburg bis zur Flödniger Brücke tritt nirgends unter den Nagelfluhbänken der tertiäre Sockel zutage.

Daher entspringen auch in diesem langen Cañon nirgends am Fuße der Nagelfluhwände die sonst dort üblichen Quellen.

Die Save hat auf dieser Strecke trotzdem heute mehr Gefälle als die Schichtung der Nagelfluhbänke.

Die Oberfläche der Nagelfluh aber ist zu beiden Seiten dieses Cañons sehr eben und weithin treten ihre harten Bänke hervor.

Es liegt hier offenbar eine Abtragung vor, welche die höheren und tiefer verwitterten Bänke dieser Nagelfluh bis auf geringe Reste entfernt hat.

Lose Schotter aber sind einerseits in weitere Stellen des Cañons eingebaut, anderseits auch über die Nagelfluhdecke ausgeschüttet.

Die Schotter, die in den Nagelfluhcañon eingebaut sind, stellen die Fortsetzung der jungen Aufschüttung des Radmannsdorfer Beckens dar. Es sind dieselben wenig verwitterten Schotter, nur hat ihre Mächtigkeit beträchtlich abgenommen.

Die losen Schotter aber, welche das Nagelfluhplateau in einzelnen Anhöhen (Velka Dobrava, Smerekova Dobrava, Na Gmajnach, Plana Gmajna) etwas überragen, zeigen sich viel tiefer verwittert.

Es sind Schotter mit Verwitterungslehm vermengt, die reichlich Porphyrgerölle enthalten, im ganzen wesentlich mehr verwittert und ausgelesen als die Schotter der jungen Aufschüttung.

Ich halte diese Schotter für die Reste der tiefverwitterten Hangendlagen unserer Nagelfluh, welche auf dem größten Teil der Hochfläche des Krainburger Beckens abgeschwemmt worden sind.

Deshalb geht auch hier die harte Nagelfluh wenig verwittert und nackt zutage.

Der Zusammenhang der im Radmannsdorfer Becken hoch über der Save ausstreichenden Nagelfluh mit der die Save unterteufenden Nagelfluh des Krainburger Beckens ist Schritt für Schritt zu verfolgen. Die Nagelfluh rückt flußabwärts immer tiefer an die Save herunter. Bereits oberhalb von Krainburg verschwindet der Tertiärsockel. Die

große steinerne Savebrücke bei Krainburg konnte in 5—7 *m* Tiefe auf die feste Nagelfluh fundiert werden.

Wie tief die Nagelfluh im Krainburger Becken die Save unterteuft, ist mir nicht bekannt geworden. Jedenfalls aber hebt sich der tertiäre Untergrund bei der Flödniger Brücke mit einer ziemlich starken Neigung unter der Nagelfluh herauf.

Nach diesen Angaben wäre also das Gefälle der alten Aufschüttung ein beträchtlich höheres als das der heutigen Save, sofern man nicht tektonische Verbiegung annehmen will.

Die jüngere Aufschüttung reicht dagegen allenthalben bis zur Save nieder, wobei aber die Mächtigkeit im Radmannsdorfer Becken weit größer als im Krainburger bleibt.

Mit diesen allgemeinen Ausführungen schließe ich die Einleitung ab und ergebe mich nun der Einzelbeschreibung, wobei ich zuerst das Tal der Wocheiner, dann das der Wurzener Save und zum Schlusse das Radmannsdorfer und Krainburger Becken behandeln will.

Das Tal der Wocheiner Save ist bis zum Austritt in das weite Becken von Veldes—Radmannsdorf tief und eng in die hohen Kalkplateaus der Julischen Alpen eingeschnitten.

Dies kommt besonders großartig einerseits am Talschluß, den der schöne Wocheiner See schmückt, anderseits in dem Cañon zwischen den Stationen Wocheiner Feistritz und Wocheiner Vellach zum Ausdruck. Zwischen Wocheiner See und Wocheiner Feistritz aber ist das Tal doppelläufig, da sich nördlich des Kammes von Rudnica—Šavnica der Talzug von Althammer—Mitterndorf—Kerschdorf einschiebt.

Die Wocheiner Save wird von den beiden gewaltigen Quellen der Bistrica und Savica genährt, von denen die letztere im Hintergrund des Wocheiner Sees als strahlender Wasserfall ans Licht schäumt.

Wenn man am Ufer des Wocheiner Sees steht und fast ringsher die jähen Felswände 700—1200 *m* emporsteigen sieht, so ist man unwillkürlich geneigt, dieses ausgesprochene Trogtal mit seinem See und dem gewaltigen Felsschluß entweder von den alten Eismassen ausgehobelt oder von der tosenden Savicaquelle ausgebrochen zu denken. Dazu kommt noch, daß man, wie die Karte Fig. 3 lehrt, am Ostende des Sees gegen Althammer einen deutlichen Moränenwall vor sich liegen hat. Trotz dieser Augenfälligkeiten ist die geologische Geschichte des Wocheiner Tales eine wesentlich ältere und kompliziertere.

Wie die Aufnahmsarbeiten von Teller und die Studien von Kossmat anläßlich des Baues des Wocheiner Tunnels ergeben haben, ist in dem engen Tal eine bis zum Wocheiner See reichende Einfaltung von Alttertiär vorhanden.

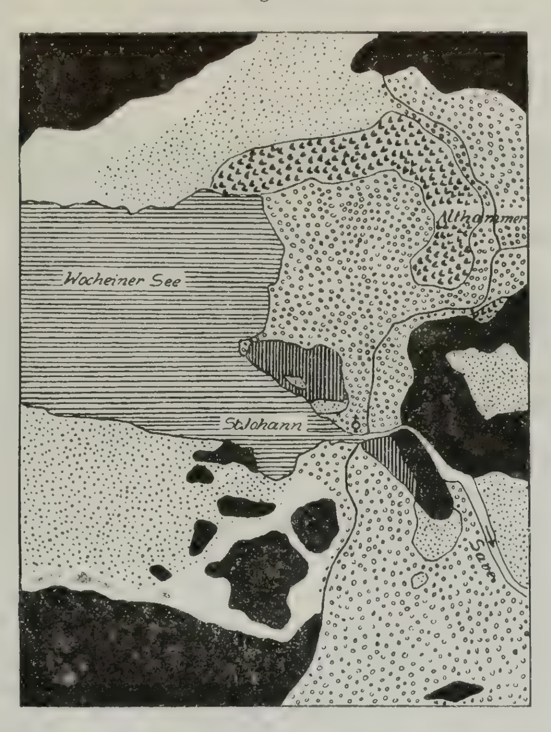
Der Wocheiner Tunnel hat den Bau dieser Tertiärmulde sehr schön erschlossen, welche bei Wocheiner Feistritz den heutigen Talboden beträchtlich unterteuft.

Wie ebenfalls der Tunnelbau gezeigt hat, beginnt dieses Tertiär mit einer aus Kalken bestehenden Basalbreccie, die unmittelbar dem Dachsteinkalk aufliegt. Diese ganz lokalen Breccien und Konglomerate legen die Vermutung nahe, daß sich die oberoligocänen Süßwasser-

schichten hier bereits in eine schon vorhandene ältere Furche legten, welche durch die spätere Gebirgsbildung eng zusammengepreßt wurde.

Offenbar muß diese Mulde ganz mit Tertiär zugeschlossen worden sein, da sich sonst die Ausbildung der hohen benachbarten Einebnungsflächen von Ilovca- und Poklucaplateau schwer vorstellen läßt, die ja erst durch den Cañon der Wocheiner Save entzweigeschnitten worden sind.

Fig. 3.



Schwarz = Grundgebirge. — Senkrecht schraffiert = Nagelfluh. — Punktiert = Grundmoräne. — Häckchen = Blockmoräne. — Ringelchen = Schotter. — Weiß = Gehängeschutt.

Maßstab: 1:33.000.

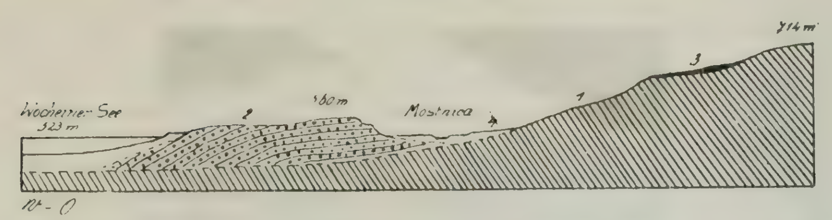
Brückner hat diesen hohen Verebnungsflächen miocänes Alter zugeschrieben.

Die Verebnungsflächen können aber als Produkte der Seitenerosion der Flüsse nur dann über das Tal der Wocheiner Save hinweg sich entwickelt haben, wenn dieses eben damals auch nicht in die Tiefe geschnitten war oder, wie wir für den inneren ostwestlichen Teil annehmen müssen, ganz mit Tertiär zugefaltet war.

Im weiteren Verlauf wurden unsere Verebnungsflächen dann gehoben und die neubelebte Tiefenerosion legte die Furchen an, welche sich dann zu unseren heutigen Tälern ausgebildet haben.

Die Einfaltung des Wocheiner Alttertiärs hat eine ostwestliche Anordnung und betrifft somit nur das Talstück von Wocheiner Feistritz bis zum Talende, während das nordsüdliche Durchbruchsstück zwischen Ilovça- und Poklucaplateau keine Tertiäreinlagen besitzt. Solche, aber marine Tegel treten erst wieder bei dem Einbiegen der Wocheiner Save gegen O im Radmannsdorfer Becken auf.

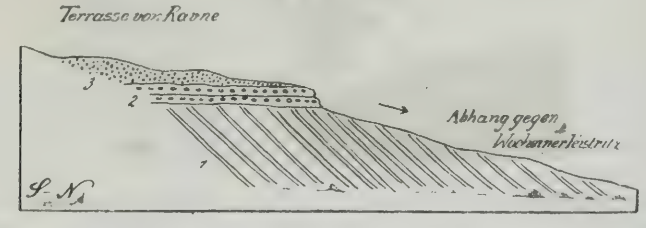
Fig. 4.



1 = Grundgebirge. — 2 = Nagelfluh. — 3 = Grundmoräne. — 4 = Schotter.

Wenn wir uns nun wieder dem Wocheiner See zuwenden, so erkennen wir bei Betrachtung des Profiles, Fig. 4, das vom Ostende des Sees gegen den Scheidekamm der Rudnica gezogen ist, daß hier schon vor der Ablagerung der Nagelfluh eine Hohlform bestanden haben muß, da dieselbe deutlich eine gegen den See gerichtete Deltaschüttung aufweist.

Fig. 5.



1 = Mergel, Sandsteine, Konglomerate des Oberoligocän. — 2 = Nagelfluh. — 3 = Grundmoräne mit großen, geschrammten Blöcken aus 1 und 2.

Von dieser Nagelfluh, die sich leicht von den tertiären Konglomeraten unterscheiden läßt, ist am Ostende des Wocheiner Sees nur mehr ein geringer Rest vorhanden, welcher vom Seeabfluß auseinandergeschnitten wird. Die glaziale Erosion hat wohl den Hügel nordwestlich der Kirche von St. Johann ganz zugeschliffen. Streckenweise ist die Nagelfluh noch von Grundmoräne bedeckt.

Grundmoränen sind an der Ost- und Südseite des Wocheiner Sees in großen Massen erhalten und ruhen vielfach auf schönen Gletscherschliffen, die innerhalb des Hotels St. Johann bis zum Seespiegel herabziehen.

Die Grundmoränen, welche vom Wocheiner See auch hoch an den Berghängen emporziehen, sind deutlich von einem jüngeren, grobblockigen Moränenwall geschieden, welcher den See gegen das Tal von Althammer abgesperrt hat, der heute aber von dem Mostnicabach durchbrochen ist. Dieser Bach hat auch die Schottermassen aufgeschüttet, welche sich zwischen den See und die Blockmoräne hineingedrängt haben und das Tal weiter abwärts erfüllen.

Wenn man vom Wocheiner See das Haupttal gegen Wocheiner Feistritz genauer besichtigt, so trifft man an der Südseite der Dobrava-anhöhe (593 *m*) einen langen Saum derselben Nagelfluh, die auch hier von Grundmoränen überlagert wird.

Einen besonders guten Aufschluß aber bietet dann die Terrasse von Ravne (Fig. 5), welche sich gerade oberhalb des Wocheiner Tunnels befindet.

Wir treffen da über dem nordfallenden Alttertiär eine horizontal geschichtete Nagelfluh, die äußerlich tiefgründig rot verwittert, aber innerlich noch recht frisch geblieben ist. Ueber dieser Kalknagelfluh breitet sich dann prachtvolle Grundmoräne aus, welche von der neuen Straße klar erschlossen ist.

Die Grundmoräne ist reich an größeren Geschiebeblöcken, die leider größtenteils zum Straßenbau verwendet worden sind.

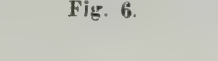
Geschrammte Gerölle und Blöcke aus der Nagelfluh und dem Alttertiär waren häufig darunter zu sehen. Die Grundmoräne zieht sich von unserer Terrasse bis ganz ins Tal hinab und sehr hoch ins Gebirge hinan. Besucht man vom Wocheiner See aus den anderen nördlichen Tallauf, so entdeckt man (Fig. 6) oberhalb von Kerschdorf eine ganz ähnliche Nagelfluh, die hier dem Triasgebirge aufsitzt. Sie nimmt auch dieselbe Höhenlage ein, scheint aber, soviel ich gesehen habe, nicht von Grundmoräne bedeckt zu sein. Diese Nagelfluh ist aber nicht horizontal, sondern steil südfallend geschichtet. Sie hat sich also wohl als Delta entwickelt.

Hält man sich nun diese Beobachtungen vor Augen, so erkennt man zunächst. daß die ältere Talverschüttung im inneren Wocheiner Tal sich bereits in eine dem heutigen Wocheiner See entsprechende Hohlform ergoß und dabei eine Mächtigkeit von über 200 *m* erreichte.

In diese Kalknagelfluhmasse ist der heutige 40·4 *m* tiefe Wocheiner See eingesenkt, wobei man zur Erklärung dieser Ausräumung die Mitwirkung der Eiserosion wohl nicht entbehren kann. Beim Rückzug der letzten Vergletscherung ist der Wocheiner Gletscher dann offenbar im Seeraum länger stabil geblieben und hat dabei den Moränenwall von Althammer aufgeschüttet. Keine Bedeutung haben im inneren Wocheiner Tal die Ablagerungen der jüngeren Talverschüttung. Wir sehen bei Station Wocheiner Feistritz die Grundmoränen im Talgrund die Tertiärschichten unmittelbar überlagern.

Die Terrassenschotter des Radmannsdorfer Beckens fehlen hier vollständig. Es ist nicht wahrscheinlich, daß sie hier nicht zur Ablagerung kamen. Viel wahrscheinlicher sind sie großenteils wohl erst durch glaziale Erosion aus der inneren Wochein entfernt worden.

Fig. 6.



1 = Grundgebirge. — 2 = Nagelfluh. — 3 = Schotter.

Fig. 7.

Fig. 7 a.

1 = Terassenschotter. — 2 = Grundmoränen.

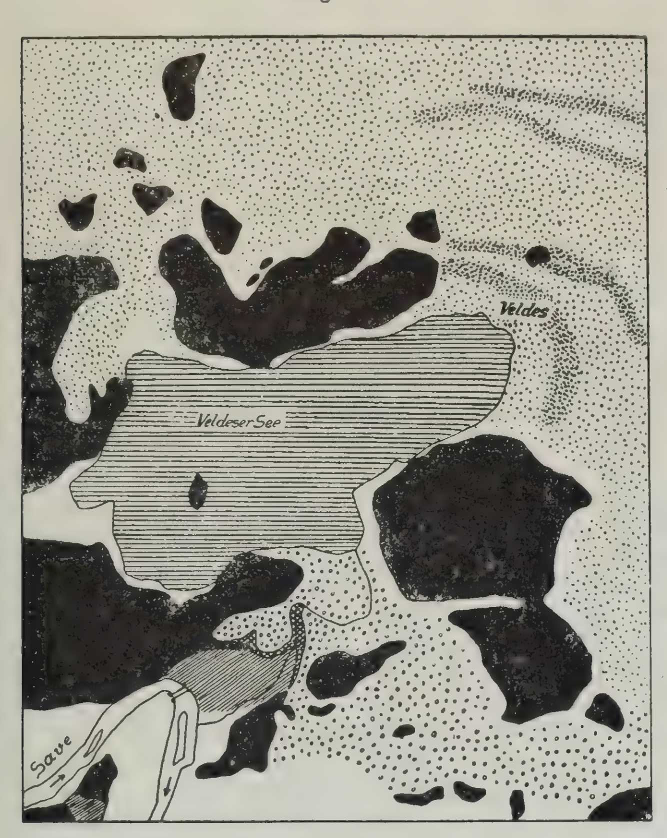
Fig. 7 b.

1 = Tegel. — 2 = Konglomerat. — 3 = Sande und Schotter.

Eine dünne Schotterdecke von postglazialem Alter ist dagegen den Fluß entlang aufgeschüttet.

Die mächtige Schlucht zwischen Wocheiner Feistritz und Wocheiner Vellach ist sehr arm an älteren Schuttmassen. Ich habe nur Felshänge, Schutthalden und Bergsturzmassen darin begegnet.

Fig. 8.



Schwarz = Grundgebirge. — Schräg schraffiert = Tegel. — Schwarz mit weißen Punkten = Konglomerat. — Punktiert = Grundmoränen. — Dicht punktiert = Moränenwälle. — Ringelchen = Schotter. — Weiß = Junger Schutt.

Maßstab: 1:33.000.

Bei Wocheiner Vellach biegt das Tal wieder scharf gegen Osten um und gewinnt zugleich eine weite Oeffnung.

Hier treffen wir der Wocheiner Save engbenachbart den dunkeläugigen Veldeser See, der nur durch eine schmale Schuttschwelle von der Save getrennt wird. (Fig. 7.)

Steigen wir von diesem Flusse entlang dem Seebach aufwärts, so treffen wir zunächst hellen, gelblichgrauen Tegel mit kalkigen Mergellagen.

Schlämmversuche Tellers haben ergeben, daß derselbe keine Foraminiferen birgt.

Ueber dem Tegel ist ein nicht sehr mächtiges Konglomerat abgelagert, das seine Schrägschichtung dem Veldeser See zuwendet. Ueber dem Konglomerat breiten sich lose Sande und Schotter aus, die ebenfalls häufig schräge Schüttung zeigen.

Wie die Karte (Fig. 8) auslegt, ist der Veldeser See von Felsaufragungen umstanden, in deren Lücken am Seeabfluß Schotter, sonst aber Grundmoränen eingefüllt sind.

Besonders klar ist diese Grundmoränendecke gegen Osten entwickelt, wo unter derselben in dem Einschnitt der Recica (Fig. 7) die Terrassenschotter sehr gut aufgeschlossen sind.

Auch der Veldeser See ist in nordöstlicher Richtung ähnlich wie der Wocheiner See von Moränenwällen umgürtet, die auch hier nicht unmittelbar an den See heranreichen.

Während aber in der Wochein die grobblockige Moräne sehr deutlich von der älteren Grundmoräne unterscheidbar ist, beteiligt sich hier echtes Grundmoränenmaterial überwiegend am Aufbau dieser Wälle.

Es sind vier deutliche Wallbögen da, die sich paarweise näher stehen.

Der weiter nordwärts ganz davon getrennte, viel höhere Wall von St. Katharina bei Asp, welcher bis 653 *m* aufsteigt (siehe Fig. 15), besteht wieder aus gröberem Kalkblockmaterial mit wenig beigemischter Grundmoräne.

Wie man aus den Aufschlüssen des Recicaeinschnittes und des Seebaches sieht, war der Veldeser See sicherlich vor der letzten Eiszeit mit Terrassenschottern zugefüllt und wurde erst von den Eismassen ausgeräumt. Er hat eine Tiefe von 30·6 *m*. Wie aber das Konglomerat am Seebach vermuten läßt, war er auch schon bei der früheren Verschüttung vorhanden und verlandet.

Die Grundmoränen übergreifen an der Ostschwelle des Sees, deutlich schräg ansteigend, die hier horizontal gelagerten Terrassenschotter. Auch das ist mit einer glazialen Ausräumung dieser Hohlform sehr gut zu vereinigen.

Sehr interessante Glazialbildungen erschließt dann die Wocheiner Save kurz vor ihrer Mündung in die Wurzener Save.

Etwa in der Gegend südlich von Reifen stellt sich hier in und knapp über dem Flußbett ein fester, weißlicher bis lichtgrauer, sehr fein geschlämmter Kalkton ein, welcher eine zartgetönte Feinschichtung aufweist.

Der über 80% Kalk enthaltende Kreideton ist hier auch stellenweise intensiv gefältelt.

Ueber dieser ungemein feinschlammigen Seeablagerung entspringen starke Quellen, die zum Treiben einer Säge verwendet werden. Oberflächlich liegt dann gröberer Kalkschutt darüber gebreitet (Fig. 9).

Saveabwärts scheinen diese Kreidetone in unreinere, aber mächtigere Bändertone überzugehen.

Unter diesen Bändertonen aber kommt, wie man noch weiter flußabwärts zu erkennen vermag, wenig mächtige Grundmoräne mit deutlich gekritzten und polierten Geschieben zum Vorschein.

Gegen oben gehen die Bändertone dann in Mehlsande und diese in Schotter über.

Die Schotter aber werden von einer hier ziemlich mächtigen Grundmoräne zugedeckt.

Sieht man von den Kreidetonen ab, die in dieser Feinheit im Inntal sehr selten sind, so hat man das typische Profil der Inntalterrassen vor sich. Die Mächtigkeit allerdings ist nur zirka ein Drittel, denn die Höhe der Terrassen beträgt hier nur gegen 100 *m*.

Das Profil Fig. 9 ist nach den Aufschlüssen der Südseite der Wocheiner Save gezeichnet.

Fig. 10 gibt die Aufschlüsse auf der Nordseite, am Rande des Plateaus von Skale wieder.

Sie sind im wesentlichen gleich, nur fehlen die Kreidetone und der niedrige Felsriegel unter der Liegendmoräne ist mit schönen Gletscherschliffen bedeckt.

Fig. 11 gibt einen Querschnitt von der Hochfläche von Skale über die Save und die südlich davon befindliche Terrasse.

Wenn der Schnitt etwas östlicher gelegt wäre, so würde unter den Bändertonen am Saveufer noch die Liegendmoräne zum Vorschein gelangen.

Die Hangendmoräne ist an der Südseite der Wocheiner Save in großer Ausdehnung erhalten geblieben. Auf dieser Moränendecke liegen hier vielfach große erratische Porphyrblöcke umher.

Die Grundmoräne steigt von den Terrassenschottern auf das aus Dolomitmylonit bestehende Plateau von Berdach empor und greift von da zusammenhängend gegen Südosten bei Vosce und Kollnitz auf die alte feste Nagelfluh über, die demselben Sockel von Dolomitmylonit hier aufgelagert ist.

Sie zieht aber auch noch an dem südlichen Gebirgsgehänge aufwärts.

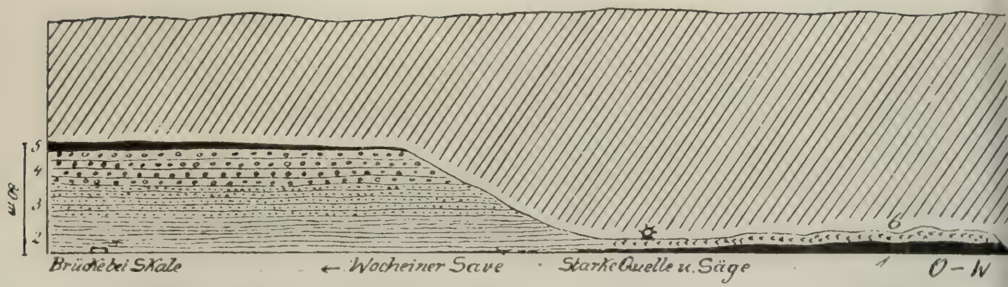
Nach einer mündlichen Mitteilung von Bergrat F. Teller steigen die Moränen am Nordrande des Ilovca-Plateaus noch bis 800—900 *m* Höhe, also zirka 300 *m* über das Plateau von Berdach empor.

Wenn man mit Brückner das Ende der letzten Vergletscherung im Norden knapp unter Radmannsdorf, im Süden bei Wallenburg ansetzt, so hat man den Moränenwall von Wallenburg bei 586 *m* Höhe, nur in $2^1/_2$ *km* Abstand von diesen um zirka 300 *m* höheren Moränenresten.

Von dem weitausgedehnten Gebiet der Wurzener Save habe ich leider nur das Stück von Lengenfeld abwärts samt den südlichen Seitentälern (Urata — Kot, Kerma — Rotweintal) in bezug auf seinen Gehalt an Glazialablagerungen prüfen können.

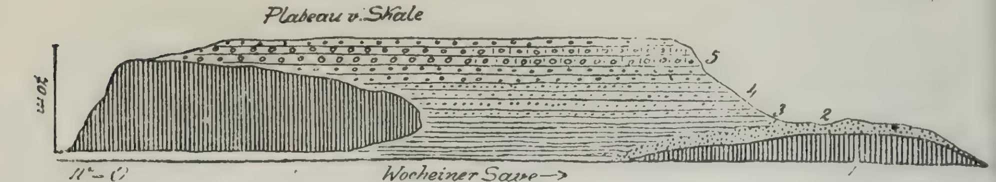
Das Tal der Wurzener Save hat auf der Strecke von Lengenfeld bis Moste einen auffällig geraden Verlauf.

Fig. 9.



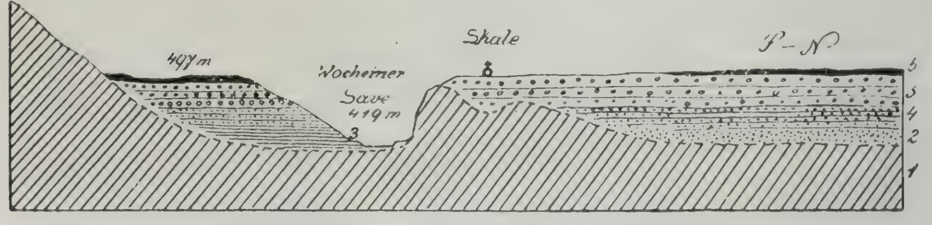
1 = Weißlich grauer sehr feiner Kreideton. — 2 = Bändertone. — 3 = Mehlsande. 4 = Schotter. — 5 = Grundmoräne. — 6 = Kalkschutt. Schräg schraffiert = Berggehänge hinter den Aufschlüssen

Fig. 10.



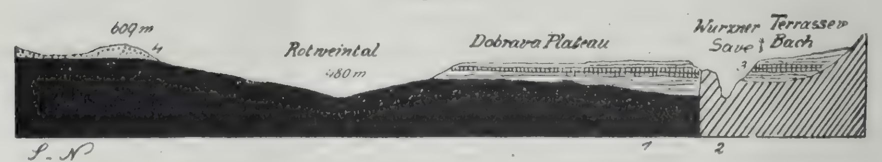
1 = Grundgebirge. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Bänderton und Sand. — 4 = Schotter. — 5 = Konglomerierte Schotterlagen.

Fig. 11.



1 = Grundgebirge. — 2 = Liegende Grundmoräne. Terrassensedimente: 3 = Bändertone, 4 = Mehlsande, 5 = Schotter. 6 = Hangende Grundmoräne.

Fig. 12.



1 = Marine Tertiärtegel. — 2 = Triaskalke und Dolomitmylonite. — 3 = Terrassenschotter. — 4 = Grundmoräne und Endmoräne. Zwischen den Ziffern 1 und 2 setzt der Savebruch durch.

Es folgt hier ziemlich genau der Vorzeichnung des mächtigen Savebruches, der die Karawanken scharf von den Julischen Alpen scheidet.

Die anscheinend senkrechte Bewegungsfläche dieses Bruches streicht von NW—SO und schneidet so die ostwestlich angeordneten Falten und Schuppen der Karawanken schräg ab.

Die Bewegungsfläche selbst habe ich nur in der Gegend von Moste bloßgelegt gesehen, wo sie am schönsten in der Felsenge aufgeschlossen erscheint, durch welche die Wurzener Save mit einer Wendung gegen Süden in das Radmannsdorfer Becken hinaustritt.

In dieser Enge durchbricht die Save erst einen Zug von Dolomitmylonit, dann eine Barre von lichtem Triaskalk. Dieser Triaskalk zeigt an seiner Südseite eine mächtige, lotrechte Rutschwand mit vertikaler Streifung. Diese Rutschfläche nun ist ein Stück des großen Savebruches und an sie stoßen südwärts die weichen marinen Tertiärtegel, welche den Untergrund des Radmannsdorfer Beckens erfüllen. In Fig. 12 ist diese Stelle des Savebruches zur Darstelluug gebracht.

Die Südseite des Talstückes zwischen Lengenfeld und Jauerburg nimmt der Plateaurücken der Mužakla ein, welcher durch einen Ring von Talzügen völlig von den Julischen Alpen abgelöst erscheint.

Die Nordseite der Mužakla stürzt mit ungemein jähen, wilden Wänden gegen das Savetal nieder. Auf der Strecke Lengenfeld—Jauerburg fehlen unserem Tal mächtigere Terrassen.

Auf der Südseite des Tales herrschen steile Schutthalden und Bergsturzmassen aus lichten Triaskalken, auf seiner Nordseite flache Schuttkegel aus weicheren, schiefrigen, paläozoischen Gesteinen vor.

Bei der Kirche östlich von Mojstrana und am Fuße des Lengenfelder Schuttkegels östlich der Station Lengenfeld streichen horizontale Konglomeratbänke von geringer Mächtigkeit aus.

Gegenüber von Aßling bildet eine mächtige Bergsturzmasse eine ansehnliche Terrasse mit den Höhen 718—721—727 *m*.

Es sind sehr dicht gefügte, grobe Kalkklötze mit feinerem Zwischenschutt, die hier in sehr steilen Lehnen angeschnitten sind. Die Schuttmassen bilden auf der Terrasse gegen den Rand zu eine deutliche Wallform.

Die Terrasse überragt die Wurzener Save um etwa 250 *m*.

Ein kleiner Rest desselben Bergsturzes, der einst das ganze Tal gesperrt haben muß, liegt am Nordufer der Save knapp westlich der ersten Häuser von Aßling.

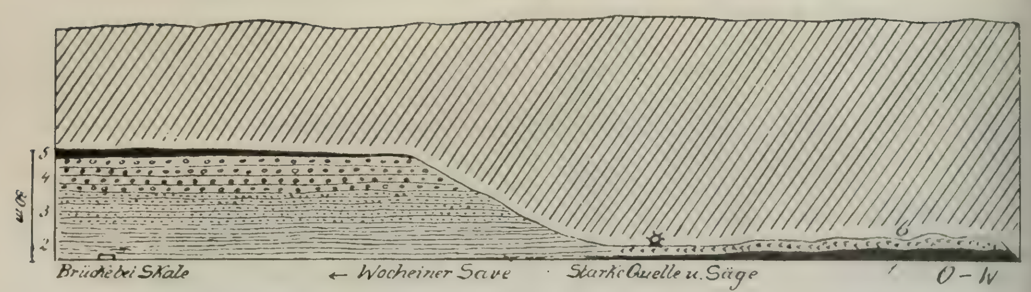
Ausgeprägte Talterrassen großen Stiles setzen im Tal der Wurzener Save erst südlich von Jauerburg in der Ecke zwischen Save und Rotwein ein.

Fig. 12 gibt hier einen nordsüdlichen Schnitt über Save und Rotwein wieder.

Die Terrassenschotter enthalten hier häufig gröbere Geröllagen. Eine mittlere Zone ist meistens soweit verkalkt, daß sie überhängende Vorsprünge zu bilden vermag.

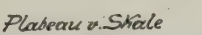
Südlich der Save stellt sich in der Umgebung der Station Dobrava (Fig. 13) auf der kräftig modellierten Oberfläche der Terrassenschotter eine große Masse von Grundmoränen ein. Die Grund-

Fig. 9.



1 = Weißlich grauer sehr feiner Kreideton. — 2 = Bändertone. — 3 = Mehlsande. 4 = Schotter. — 5 = Grundmoräne. — 6 = Kalkschutt. Schräg schraffiert = Berggehänge hinter den Aufschlüssen

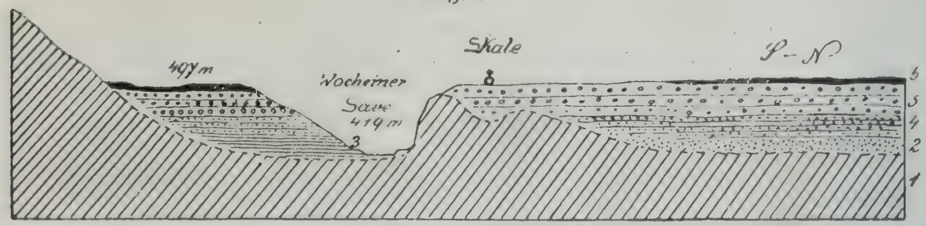
Fig. 10.





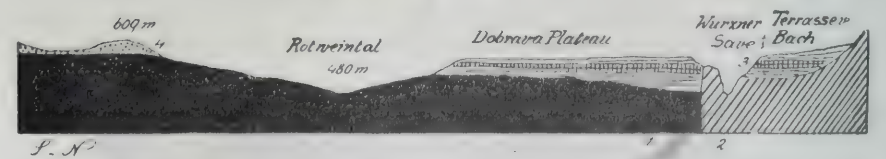
1 = Grundgebirge. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Bänderton und Sand. — 4 = Schotter. — 5 = Konglomerierte Schotterlagen.

Fig. 11.



1 = Grundgebirge. — 2 = Liegende Grundmoräne. Terrassensedimente: 3 = Bändertone, 4 = Mehlsande, 5 = Schotter. 6 = Hangende Grundmoräne.

Fig. 12.



1 = Marine Tertiärtegel. — 2 = Triaskalke und Dolomitmylonite. — 3 = Terrassenschotter. — 4 = Grundmoräne und Endmoräne. Zwischen den Ziffern 1 und 2 setzt der Savebruch durch.

Es folgt hier ziemlich genau der Vorzeichnung des mächtigen Savebruches, der die Karawanken scharf von den Julischen Alpen scheidet.

Die anscheinend senkrechte Bewegungsfläche dieses Bruches streicht von NW—SO und schneidet so die ostwestlich angeordneten Falten und Schuppen der Karawanken schräg ab.

Die Bewegungsfläche selbst habe ich nur in der Gegend von Moste bloßgelegt gesehen, wo sie am schönsten in der Felsenge aufgeschlossen erscheint, durch welche die Wurzener Save mit einer Wendung gegen Süden in das Radmannsdorfer Becken hinaustritt.

In dieser Enge durchbricht die Save erst einen Zug von Dolomitmylonit, dann eine Barre von lichtem Triaskalk. Dieser Triaskalk zeigt an seiner Südseite eine mächtige, lotrechte Rutschwand mit vertikaler Streifung. Diese Rutschfläche nun ist ein Stück des großen Savebruches und an sie stoßen südwärts die weichen marinen Tertiärtegel, welche den Untergrund des Radmannsdorfer Beckens erfüllen. In Fig. 12 ist diese Stelle des Savebruches zur Darstelluug gebracht.

Die Südseite des Talstückes zwischen Lengenfeld und Jauerburg nimmt der Plateaurücken der Mužakla ein, welcher durch einen Ring von Talzügen völlig von den Julischen Alpen abgelöst erscheint.

Die Nordseite der Mužakla stürzt mit ungemein jähen, wilden Wänden gegen das Savetal nieder. Auf der Strecke Lengenfeld—Jauerburg fehlen unserem Tal mächtigere Terrassen.

Auf der Südseite des Tales herrschen steile Schutthalden und Bergsturzmassen aus lichten Triaskalken, auf seiner Nordseite flache Schuttkegel aus weicheren, schiefrigen, paläozoischen Gesteinen vor.

Bei der Kirche östlich von Mojstrana und am Fuße des Lengenfelder Schuttkegels östlich der Station Lengenfeld streichen horizontale Konglomeratbänke von geringer Mächtigkeit aus.

Gegenüber von Aßling bildet eine mächtige Bergsturzmasse eine ansehnliche Terrasse mit den Höhen 718—721—727 *m*.

Es sind sehr dicht gefügte, grobe Kalkklötze mit feinerem Zwischenschutt, die hier in sehr steilen Lehnen angeschnitten sind. Die Schuttmassen bilden auf der Terrasse gegen den Rand zu eine deutliche Wallform.

Die Terrasse überragt die Wurzener Save um etwa 250 *m*.

Ein kleiner Rest desselben Bergsturzes, der einst das ganze Tal gesperrt haben muß, liegt am Nordufer der Save knapp westlich der ersten Häuser von Aßling.

Ausgeprägte Talterrassen großen Stiles setzen im Tal der Wurzener Save erst südlich von Jauerburg in der Ecke zwischen Save und Rotwein ein.

Fig. 12 gibt hier einen nordsüdlichen Schnitt über Save und Rotwein wieder.

Die Terrassenschotter enthalten hier häufig gröbere Geröllagen. Eine mittlere Zone ist meistens soweit verkalkt, daß sie überhängende Vorsprünge zu bilden vermag.

Südlich der Save stellt sich in der Umgebung der Station Dobrava (Fig. 13) auf der kräftig modellierten Oberfläche der Terrassenschotter eine große Masse von Grundmoränen ein. Die Grund-

Solche Bilder sind an den Terrassenabstürzen dieser Savestrecke nicht selten.

Die Saveschlucht ist von Moste südwärts bis zur Veldeser Brücke eng, von dort aber bis unterhalb Radmannsdorf ziemlich breit.

In dieser breiteren Strecke sehen wir aus der einheitlichen Terrassenmasse durch seitliche Ausschwemmungen in verschiedenen Höhenlagen des tiefer schneidenden Flußes oft eine ganze Reihe von kleineren Vorterrassen herausgeschnitten.

An der Westseite stellt sich da am Fuße der großen Veldeser Terrasse unterhalb der Ortschaften Koreiten — Wodeschitz — Skale (Fig. 11) ein langer Streifen von liegender Grundmoräne ein, der die Veranlassung zum Austritt vieler ungemein kalkreicher Quellen gibt.

Nach diesen Ausführungen wende ich mich nun der Schilderung des Glazialschuttes in den südlichen Seitentälern der Wurzener Save zu.

Fig. 16.



1 = Marine Tertiärtegel. — 2 = Lose feinere und gröbere Schotter.
3 = Verkittete Schotterlagen.

Es sind dies das Urata-, Kot-, Kerma- und Rotweintal, die alle als tiefe Tröge in die hohen Kalkplateaus der Julischen Alpen eingesenkt sind.

Trotz dieser tiefen Einsenkung stehen sie aber alle untereinander in Verbindung, wenn auch einzelne Strecken derselben heute keine Wasserwege mehr darstellen.

Das Uratatal zieht von der Nordwand des Triglavs ziemlich gerade nach Moystrana heraus. Es ist eines der großartigsten Alpentrogtäler, die ich kenne, und der gigantischen Triglavnordwand in seinen anderen Verhältnissen ebenbürtig.

Knapp vor seiner Mündung steht es durch eine mit Schutt verstopfte Talfurche mit dem Rotweintal in Verbindung, das sich hier gerade in das Kot- und Kermatal spaltet.

Das Rotweintal aber umschlingt die Mužakla und besitzt am Ostabfall dieses Plateaus einen höheren, breiten Leerlauf neben der tieferen, engen Rotweinklamm, welche die neue Alpenbahn in kühnem Eisenbogen überspannt.

Alle diese Talungen weisen eine beträchtliche Verschüttung auf, die sicherlich älter als die letzte Vergletscherung gewesen ist.

Besuchen wir zuerst das großartige Uratatal, so fällt uns gleich an seiner Nordwestflanke eine weithinziehende Wandstufe auf, die sich bei näherer Besichtigung als ein festes Kalkkonglomerat zu erkennen gibt.

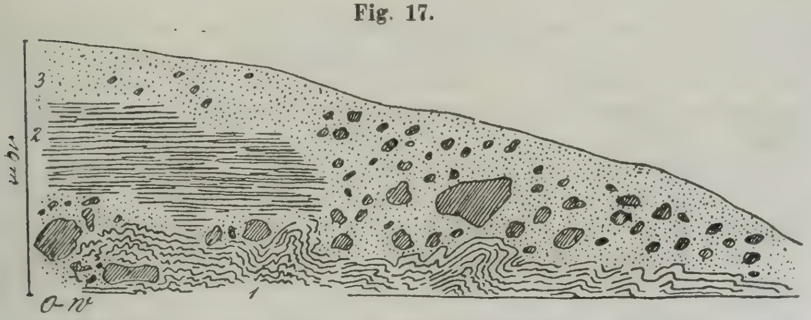
Diese Konglomeratwand, welche etwa zwischen 800—900 *m* Höhe eingeschaltet ist, wird auf der Terrasse von Peričnik von Grundmoräne und Gehängeschutt überlagert.

Auf der Gegenseite unseres Tales ist mir bei allerdings nur flüchtigem Besuche keine entsprechende Konglomeratbildung bekannt geworden.

Dafür aber bietet hier der mächtige Steinbruch des Moystraner Zementwerkes schöne und interessante Aufschlüsse.

Wir finden da gleich hinter dem Felskopf, welcher das Uratatal von dem schon erwähnten Trockental zur Rotwein trennt, eine mäch-

Fig. 17.



1 = Gelblich weiße Kreidetone, sehr fein geschlämmt.

2 = Graue und schwarze Bändertone.

3 = Grobblockige Grundmoräne, die mit ihren Blöcken die feinen Tone aufgeschürft und gefaltet hat.

tige Masse von horizontalen, sehr feinschlammigen Kreidetonen und Bändertonen eingebettet, die etwa bis 760 *m* Höhe emporreichen und schräge von einer hangenden Grundmoräne abgeschnitten werden. Diese Feinschichten legen sich unmittelbar in eine Talfurche des anstehenden Triaskalkes. Die Hangendmoräne aber steigt vom Uratatal ziemlich hoch an dem Gehänge aufwärts.

Die feinen, gelblichweißen Kreidetone, die mit dunkleren, grau und schwarz gebänderten Lagen wechseln, werden hier zur Zementgewinnung in großen Massen gebrochen, so daß schon im Jahre 1910 ein riesiger Hohlraum entstanden war.

In diese Kreidetone, welche auf den ersten Blick an diejenigen an der Wocheiner Save erinnern, sind stellenweise Nester und Keile von feinem, weißem Schotter eingeschlossen.

Diese Feinschichten zeigen sich nun unter der auflagernden Grundmoräne, die große, geschliffene Blöcke führt, in prächtiger Weise gefaltet (Fig. 17).

Es gibt da Stellen, wo die feinstgebanderten und gefältelten Kreidetone wie zarte Holzmusterung aussehen.

Bei genauerer Betrachtung läßt sich erkennen, daß die Mehrzahl der Falten so umgelegt erscheint, wie es einem Eisschub aus dem Urata- gegen das Savetal entspricht.

Geht man von dieser Kreidegrube gegen das Uratatal einwärts, so hat man den Eindruck, daß diese feinen Ablagerungen im Streichen von feinem, weißem Kalkschotter ersetzt werden, über dem dann gröberes verkittetes Geröll lagert.

Ueber das Verhältnis dieser Kreidetone zu dem Konglomerat von Perićnik habe ich keinen sicheren Anhalt gewonnen.

Beide Bildungen werden von derselben Grundmoräne überlagert. Das Konglomerat nimmt eine wesentlich höhere Lage ein, könnte also leicht das Hangende unserer Kreidetone bilden. Es ist aber auch möglich, daß das Konglomerat der älteren Talverschüttung, die Kreidetone aber der jüngeren angehören.

Steigt man von dem tief eingeschnittenen Uratatal uber die Kreidegrube zu dem Trockental hinauf und geht in diesem zur Rotwein hinüber, so hat man zunächst keine sicheren Aufschlüsse. Der Talzug mit seiner flachen Sattelung ist unter Schutt und Wald begraben.

An der Vereinigungsstelle von Kot- und Kermatal zum Rotweintal haben wir ein breites, flaches Schuttbett vor uns, in dem die Wasserläufe je nach den Verhältnissen überschwellen oder versickern.

Dringt man von da in dem Kottal aufwärts, so trifft man endlich in der schärfer eingeschnittenen Bachschlucht tiefere Aufschlüsse.

Wir finden da in der Tiefe ein ziemlich feingerölliges, lichtes Kalkkonglomerat, das eine gleichmäßige, steile Deltaschüttung talauswärts zeigt.

Ueber diesem Delta liegt noch ein horizontal geschichtetes Konglomerat ausgebreitet.

Diese Konglomerate sind zwischen Punkt 798 und Punkt 920 *m*, also genau in der Höhe des Konglomerates im Uratatale erschlossen.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch das benachbarte Kerma- und Rotweintal von derselben Konglomeratmasse erfüllt sind, wenn ich auch in beiden Tälern keine tieferen Aufschlüsse unter der riesigen jüngsten Schuttbedeckung getroffen habe.

Bessere Einsichten ergeben sich erst im untersten Rotweintal. Die Aufschlüsse bei seiner Mündung in die Wurzener Save haben wir schon kennen gelernt.

Die enge Rotweinklamm selbst ist ganz in ein schön gefaltetes Gewölbe von Muschelkalk eingeschnitten und ohne älteren Schutt.

Hat man die Schlucht durchwandert, so setzen auch gleich die Glazialablagerungen wieder ein, die hier einerseits gegen Osten mit der Veldeser Terrasse zusammenhangen, anderseits gegen Nordwesten in das schon erwähnte Trockental hineinziehen, das sich südlich von Jauerburg hoch über der Save öffnet.

Steigt man von der Rotwein gegen Buchheim auf die Veldeser Terrasse empor, so hat man unten feste, gelbe, sandige Bändertone, darüber Sandstein und Konglomerat und auf diesem eine mächtige

Decke von Grundmoräne, welche sich ohne Unterbrechung gegen Asp—Retschitz—Veldes verfolgen läßt.

Am anderen Ufer des Rotwein gegen das mehrfach erwähnte Trockental hin steht aber ein festeres und höheres Konglomerat an, das hier einen Aussichtsturm trägt.

Reste derselben Nagelfluh sind auch bei Lasce und in dem Trockental selbst vorhanden.

Interessant ist auch die zuerst von Teller gemachte Beobachtung, daß sich auf dem Bergrücken, welcher sich zwischen unserem Trockental und der Rotweinklamm erhebt, eine Gehängebreccie befindet, welche die Kuppe Punkt 852 *m* zusammensetzt.

Sie reicht gegen Norden ziemlich weit gegen die Station Dobrava hinunter.

Ein Blick auf die Karte lehrt uns nun, daß die Ablagerung dieser Kalkschuttbreccie auf unserem Kamme nur zu einer Zeit erfolgen konnte, wo die Kuppe Punkt 852 noch nicht durch das breite Trockental von der höheren Mužakla abgeschnitten war, aus deren hohen Abhängen wohl das Schuttmaterial für unsere Breccie herabgekollert sein dürfte.

Wir sehen auch hier wieder, wie im Inntal, welche bedeutenden Formveränderungen sich seit der Zeit der Ablagerungen der Gehängebreccien in den Alpen vollzogen haben. Diese Folgerung hat allerdings die Annahme zur Voraussetzung, daß auch die Gehängebreccien der Südalpen in dieselbe geologische Zeitreihe einzusetzen seien, was ich bisher nicht strenger zu beweisen vermag.

Mit der Veldeser Terrasse sind wir bereits ganz im Bereiche des Radmannsdorfer Beckens, dessen westlichen Abschnitt sie ja ausmacht.

Wenn man als Radmannsdorfer Becken nur jene fast quadrische ebenmäßige Hochfläche bezeichnet, die sich zwischen dem Abfall der Karawanken und Julischen Alpen öffnet und östlich von dem reichzertalten tertiären Hügelland zwischen Radmannsdorf und Feistritztal abgeschlossen wird, so kann man auch sagen, daß dieser Raum fast ausschließlich von den Sedimenten der jüngeren Aufschüttung ausgefüllt wurde, die noch heute größtenteils von einer Grundmoränendecke überzogen ist.

Von Radmannsdorf abwärts verschwinden dann die Grundmoränen völlig und die Terrassenschotter treten sehr zurück. Dafür aber beherrscht hier die ältere Aufschüttung mit ihren Nagelfluhterrassen die Tallandschaften.

Wir haben schon kennen gelernt, daß der tertiäre Untergrund des Radmannsdorfer Beckens sehr uneben ist und sich auf demselben nicht selten Reste einer liegenden Grundmoräne erhalten haben.

Die darüber aufgeschütteten Terrassensedimente beginnen mehrfach mit Bändertonen und vergröbern sich gegen oben zu Sanden und Schottern.

Es ist wahrscheinlich, daß sich darin die Verlandung von Seebecken ausspricht, was auch durch das häufige Vorkommen von Deltaschüttung bewiesen wird.

Es waren aber einzelne Seen von verschiedener Standhöhe, die da verlandet wurden, und nicht etwa ein großer einheitlicher Seeraum.

Es ist dies ebenfalls wieder eine Analogie mit der Bildung der Inntalterrassen.

Eine Verfestigung dieser Sedimente hat stets nur zonenweise und in verschiedenem Ausmaß stattgefunden.

Die bestverkalkten Schotterlagen habe ich in der Gegend von Moste und Scheraunitz unterhalb der Zaversnicamündung gefunden.

Meist ist eine mittlere und gröbere Zone stärker verbunden als die feineren Schotter und Sande. Es gibt aber auch, z. B. bei Globoko unterhalb von Radmannsdorf, Stellen, wo sich in dem Schottersystem zwei Konglomeratlagen einstellen, die von drei unverkitteten Zonen unter- und überlagert werden.

In den Schottern dieser jüngeren Aufschüttung, welche etwa 100 *m* Mächtigkeit innehat, sind nicht selten Gerölle und Blöcke der älteren Nagelfluh anzutreffen.

Eine Verwechslung von jüngeren und älteren Konglomeraten ist im Radmannsdorfer Becken völlig ausgeschlossen, so groß sind die Unterschiede der Verfestigung und Verwitterung. Die Quellen, die zahlreich am Fuße der Terrassenschotter an der Tertiärgrenze austreten, sind ungemein kalkreich und versintern oft weithin das Gelände.

Die Oberfläche der Terrassenschotter des Radmannsdorfer Beckens ist, im Großen genommen, wohl eingeebnet mit einem Gefälle etwa aus der Gegend der Eintrittsstelle der Wurzener Save, die an der Nordwestecke unseres Quadrates erfolgt.

Es hängt dies wohl mit dem Hergang der Aufschüttung zusammen, die von der Wurzener Save geleitet wurde. Die Wurzener Save war also schon damals die bessere Geröllieferantin als die Wocheiner Save.

Dieser Gegensatz ist auch heute noch sehr scharf ausgesprochen. Wenn man an der Vereinigungsstelle der beiden Saven steht, so ist man erstaunt über das klare, lichte Gewässer der Wocheiner und das trübe, schlammige der Wurzener Save.

Dieser Gegensatz ist so kräftig, daß man auf der Radmannsdorfer Brücke, also mehr als 1 *km* unterhalb der Vereinigung, noch deutlich die zwei fremden Flußadern zu unterscheiden vermag.

Noch schroffer kommt dies nach Gewittern zum Ausdruck, da die Wocheiner Save fast immer klar bleibt, die Wurzener aber sehr stark verunreinigt und mächtig geschwollen daherflutet.

Außer diesem Gesamtgefälle der Terrassenfläche sind aber noch eine Menge von kleineren Ausschwemmungen und Trockentälchen vorhanden.

Viele derselben bestanden schon vor der Ueberdeckung mit der Hangendmoräne, da diese in ihre Hohlform hineingefüllt wurde.

Größe Blöcke sind hier nicht häufig, wahrscheinlich weil sie durch die Kulturarbeit des Menschen verarbeitet oder zerstört worden sind.

Die auf der Spezialkarte 1 : 75.000 eingetragenen Wallformen südlich der Eisenbahn zwischen Studentschitz und Lees sind nur scheinbare Wälle, da sie durch Ausschneidung von Trockentälchen gebildet werden.

Auf dem Plateau westlich von Studentschitz liegen auch häufiger noch große Kalkblöcke frei herum.

Der Jungendmoränengürtel, welcher die Ostseite des Radmannsdorfer Beckens einsäumt, ist bereits von Brückner zutreffend geschildert worden.

Der schönste und stattlichste Wall befindet sich aber an der Südseite der Save zwischen Lanzowo und Leibnitz.

Es wird von der Ruine der Wallburg gekrönt und erreicht 586 *m* Höhe.

Der Wall selbst besteht aus einer Mischung von Block- und Grundmoräne und liegt auf Nagelfluh.

Brückner macht die Angabe, daß sich dieser Wall zur Ufermoräne am Nordrande des Ilovcaplateaus emporziehe, welche zwischen 800—900 *m* Höhe innehält.

Das ist nicht aufrechtzuerhalten.

Einmal stehen die Moränen von Wallburg—Vosce—Berdach (siehe Fig. 18) in keinerlei Verbindung mit den um ca. 300 *m* darüber gelagerten Moränenmassen des Ilovcaplateaus.

Dann aber können sie gar nicht von demselben Gletscher abstammen, denn ein Eisgefälle von rund 300 *m* auf weniger als 2 *km* Distanz, und zwar nicht einmal in ostwestlicher, sondern südnördlicher Richtung gemessen, ist in einem derart weiten Tale nicht denkbar.

Auch stimmt die Form der Moränenwälle keineswegs mit dieser Erklärung.

Es handelt sich da gewiß um die Moränenwälle zweier verschiedener Eiszeiten, die, reichlich durch 300 *m* Höhe getrennt, parallel übereinander hinziehen.

Die Moränenmassen am Nordrande des Ilovcaplateaus gehören daher wohl der älteren Vergletscherung an, deren Spuren wir oft genug im Liegenden der Terrassenschotter des Radmannsdorfer Beckens getroffen haben.

Man wird nun fragen, wo sich im Savetal das Ende dieser älteren und mächtigeren Vergletscherung befand.

Es kommt da nur die Gegend unterhalb des Radmannsdorfer Beckens in Betracht und hier sind aus mehreren Gründen die Aussichten für einen geologischen Nachweis dieser Endmoränen sehr ungünstige.

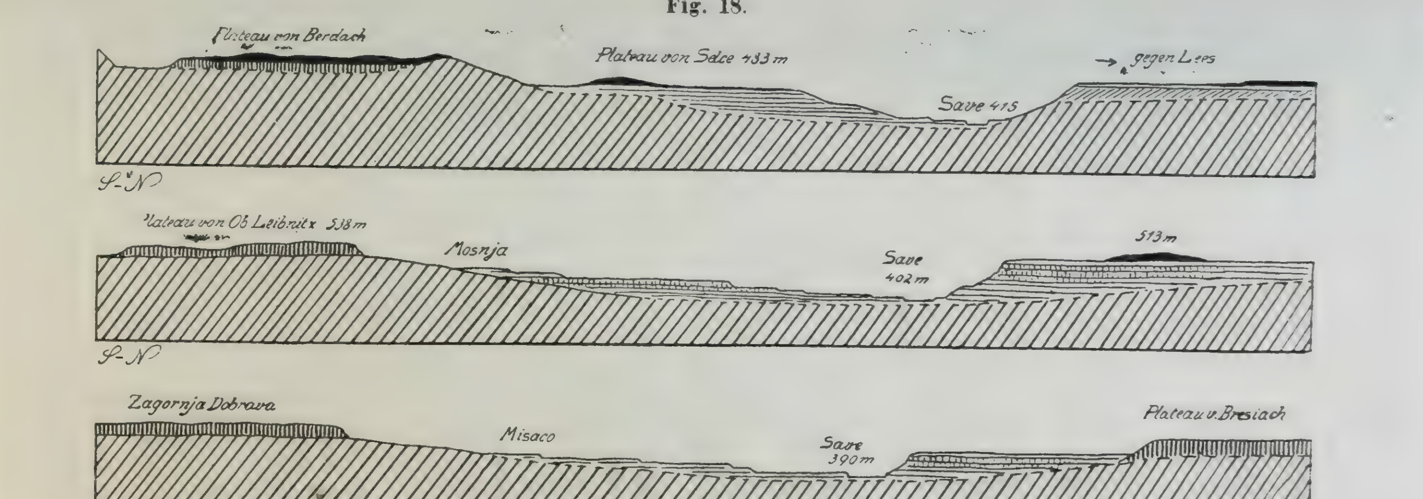
Weithin geht hier das Tertiärgelände offen zutage, das wegen seiner Weichheit tief von der Erosion zerstört ist. An den anderen Stellen aber breiten sich entweder Nagelfluhterrassen oder die jüngsten Schuttmassen aus.

Trotzdem halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß bei sehr genauer Durchforschung der breiten Talzone zwischen Radmannsdorf und Krainburg noch hierhergehörige alte Moränenreste gefunden werden.

Das Savetal nimmt als Talöffnung zwischen den Karawanken und Julischen Alpen unterhalb von Radmannsdorf ständig an Breite zu, während sich der Wasserweg der Save selbst eher verengert.

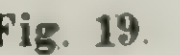
Es ist schon angeführt worden, daß sich zwischen Radmannsdorf und Krainburg die Tertiärhügel viel reicher entwickeln und weiter

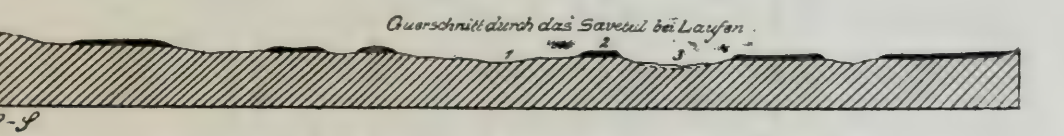
Fig. 18.



Schräg schraffiert = Grundgebirge. — Vertikal schraffiert = Nagelfluh. — Horizontal schraffiert = Terrassenschotter. Gitterung = Verkittete Lagen der Terrassenschotter. — Dicht schräg schraffiert = Deltaschichtung der Terrassenschotter. Schwarz = Hangende Grundmoräne.

Fig. 19.





1 = Grundgebirge. — 2 = Reste der älteren Talverschüttung — Nagelfluh.
3 = Reste der jüngeren Talverschüttung — Terrassensedimente.

die Flecke der alten Nagelfluh immer zahlreicher und größer werden. Dabei senken sich diese letzteren immer tiefer herab und unterteufen schon oberhalb von Krainburg den Savelauf.

Die Terrassenschotter aber verlieren in derselben Richtung ständig an Höhe, so daß sie nicht einmal mehr imstande sind, die in die Nagelfluh eingesenkte Saveschlucht halbwegs auszufüllen.

Auf der Strecke von Radmannsdorf bis Krainburg sind zu beiden Seiten des Flusses große und schöne Nagelfluhterrassen erhalten, welche von Dolinen wie Siebe durchlöchert und meist mit einer Verwitterungskruste von Lehm und Roterde bekleidet sind.

Im Gegensatz zu den Terrassenschottern zeigen unsere Nagelfluhmassen eine wesentlich gleichmäßigere horizontale Schichtung sowie eine Gliederung in mächtigere Bänke. Zwischen den tertiären Tegeln und der Nagelfluh habe ich nirgends eine fremde Einschaltung bemerkt.

Die nachgiebigen Tertiärtegel bringen diese festen, spröden Nagelfluhmassen häufig zum Abbruch, so daß streckenweise die Save sich mühsam durch ein Wirrsal von gewaltigen Nagelfluhblöcken den Weg bahnen muß.

Ein besonders eindrucksvoller Abbruchrand mit reichem Blocksaum ist südöstlich von Radmannsdorf bei Mosnja zu sehen.

Vorstehende Fig. 18 und 19 bringt nun eine Zusammenstellung von Savetalquerschnitten durch das Radmannsdorfer Becken.

Hier bemerkt man schon ganz deutlich, wie die Bedeutung der Terrassenschotter ostwärts abnimmt und die Hangendmoräne ganz verschwindet.

Auch die reiche Abstaffelung der Terrassenschotter ist bei Mosnja und Misaco ausgezeichnet zu sehen.

Es sind hier aber neben Abschwemmterrassen, wenn auch viel seltener, Aufschüttungsstufen vorhanden. Diese letzteren zeigen uns an, daß der Rhythmus der Talvertiefung auch von kleinen gelegentlichen Umkehrungen unterbrochen war.

Bei Mosnja südlich von Radmannsdorf haben wir eine besonders große, nordgerichtete Saveschlinge vor uns, deren langsames Vorrücken gegen Norden die Stufen des Profils prächtig zu erkennen geben.

Auch bei Misaco ist eine ähnliche, doch nicht so scharfe Schleife ausgebildet.

Das Verhältnis des Radmannsdorfer zum Krainburger Becken ist schon in der Einleitung im allgemeinen charakterisiert worden.

Das Krainburger Becken ist beträchtlich größer und hat einen trapezförmigen Umriß mit der kleinsten Seite im Süden.

Durch eine Reihe von Felskuppen wird dasselbe in der Gegend von Zwischenwässern—Mannsburg von dem Laibacher Becken geschieden.

Die Save schneidet nun unser Becken zwischen Krainburg und Zwischenwässern fast streng in diagonaler Richtung in einem tiefen Cañon entzwei.

Diesem Cañon allein verdanken wir einen Einblick in den Aufbau dieser weiten Landschaft.

Wie ich ebenfalls schon erwähnt habe, treffen wir in diesem Cañon von Krainburg bis zur Flödniger Savebrücke nördlich von Zwischenwässern lediglich mächtige horizontale Nagelfluhmassen, welche weithin mit lotrechten Wänden die wildflutende Save begleiten.

Ueber das Alter dieser Nagelfluhmassen herrschen verschiedene Meinungen.

Während der größte Teil des Krainburger Beckens im Bereiche des von Kossmat längst geologisch aufgenommenen und noch immer nicht erschienenen Kartenblattes „Laibach, Zone 21, Kol. XI" liegt, ist der nördliche Abschnitt auf Blatt „Eisenkappel—Kanker, Zone 20, Kol. XI" nach den Aufnahmen von Teller und der südwestliche auf Blatt „Bischoflack—Idria, Zone 21, Kol. X" nach jener von Kossmat in Farbendruck erschienen.

Teller läßt die Fläche unseres Beckens von „Terrassenbildungen der Diluvialzeit", Kossmat von „Niederterrasse" erfüllt sein.

Kossmat folgt hier bereits der Penck-Brückner'schen Namengebung.

Brückner selbst hat in den „Alpen im Eiszeitalter" die Meinung ausgesprochen, daß im Krainburger Becken die Hauptmasse der Nagelfluh als „Niederterrasse" aufzufassen sei, aus der nur in einzelnen niedrigen Anhöhen, gleichsam Inseln von lehmbedeckter Hochterrasse hervorragen.

Ich bin zu wesentlich anderer Anschauung gekommen und lege im folgenden die Beweise für dieselbe vor.

Meine Ausgangsstelle waren die klaren Verhältnisse im Radmannsdorfer Becken, wo man über die Unterscheidung der beiden großen Aufschüttungen wirklich nicht im Zweifel sein kann.

Verfolgt man nun mit Aufmerksamkeit die Aufschlüsse der alten Nagelfluhterrassen flußabwärts, so sieht man, wie sich dieselben allmählich senken und schon weit oberhalb der Krainburger Brücke das heutige Savebett unterteufen.

Zugleich mit dieser Senkung der Basis der Nagelfluh nimmt die Mächtigkeit der Terrassenschotter wesentlich ab.

Krainburg selbst liegt auf einer Terrasse aus fester alter Nagelfluh, die zwischen Save und Kanker als scharfe Spitze ausläuft.

Unterhalb der Kankermündung beginnt nun der schon mehrfach erwähnte lange Savecañon, welcher ganz in die feste Nagelfluh eingeschnitten ist, die in jeder Hinsicht als die unmittelbare Fortsetzung der flußaufwärts gelegenen Nagelfluhmassen erscheint. Terrassenschotter aber ziehen durch diesen Cañon weiter, wo sich an mehreren weiteren Stellen kleine Terrassen derselben befinden.

Die Höhe der Nagelfluhwände unseres Cañon erreicht etwa 50 *m*, wobei die ganze Masse von unten bis oben, und zwar allenthalben auf der über 10 *km* langen Strecke gleichmäßig fest verkalkt erscheint.

Dabei ist die Nagelfluh so hart und dicht gefügt, daß sie z. B. bei Jama in Steinbrüchen zur Verfertigung von „Mühlsteinen“ gebrochen werden kann.

Die Höhe der Terrassenschotter in diesem Cañon dürfte 20—25 *m* betragen.

Der Savecañon ist durch das Krainburger Becken durchaus nicht überall gleichartig eingeschnitten. Es gibt Strecken, wo derselbe als schmaler, lotrechter Einschnitt ausgebildet ist, z. B. zwischen Jama und Zergavka.

An anderen Stellen aber sieht man, daß der Cañon aus einer oberen, viel weiteren Rinne besteht, in die eine untere, schmale eingesenkt ist.

Auf der Sohle der oberen Rinne aber sind, z. B. bei Podrece, beiderseits der Save Terrassenschotter aufgesetzt, die aber nicht bis zum Rande des Cañons emporreichen.

Der unmittelbare Zusammenhang der Nagelfluhmassen oberhalb und unterhalb von Krainburg, die gleichmäßige harte Verfestigung derselben und das gleiche Verhältnis zu den jüngeren, meist losen Terrassenschottern hat mich vor acht Jahren überzeugt, daß die Nagelfluh des Krainburger Beckens nicht als Niederterrasse bezeichnet werden kann, sondern der älteren Talverschüttung (Hochterrasse und zwei Deckenschotter) angehört.

Die Nagelfluh des Krainburger Beckens geht nun weithin mit nackten Bänken zutage, welche nicht die tiefe Verwitterung zeigen, die wir sonst häufig auf der Krönung der Nagelfluhterrassen getroffen haben.

Ich glaube, daß dieser Umstand ein wesentliches Motiv für die Zuerkennung eines so jungen Alters gewesen ist.

Es zeigt sich nun aber, daß dies eine Folge von jüngeren Abschwemmungen ist, welche eben die tief verwitterten obersten Lagen zum größten Teil entfernt haben.

Einige Flecke aber sind doch vorhanden, wo noch die ältere lehmbedeckte, stark verwitterte Oberflächenzone zu sehen ist.

Es sind dies jene Stellen, an denen Brückner ein Durchragen von Inseln von Hochterrassen über die anlagernden Niederterrassen zu erkennen glaubte.

Ich halte das für ausgeschlossen. Meine Untersuchungen haben hauptsächlich die südlich der Save befindlichen Reste solcher Erhebungen, insbesondere die von Na Gmajnach betroffen.

Hier sieht man, rings von unserer festen, zutage ausstreichenden Nagelfluh umgeben, eine niedrige, flachwellige Erhebung, die von losen, mit Lehm vermischten und stark verwitterten, ausgelesenen Schottern zusammengesetzt wird.

Reste einer älteren Nagelfluh aber sind hier nirgends vorhanden.

Wer sich also der Brückner'schen Erklärung ergibt, muß annehmen, daß die Hochterrasse da absolut genau nur mit ihrem tief verwitterten Kopf über die Niederterrasse herausragt.

Das ist wohl allzu unwahrscheinlich und es bleibt nur die Möglichkeit anzunehmen, daß diese tiefer verwitterten, lehmigen Schotter eben Reste der obersten Zone unserer Nagelfluh sind.

Dabei wage ich nicht zu entscheiden, ob es die ursprüngliche Verwitterungskruste der alten Nagelfluh ist, oder ob es etwa eine jüngere, stark verwitterte Aufschüttung auf der tiefabgetragenen Nagelfluh bedeute.

Jedenfalls aber kann man mit guten Gründen die Nagelfluh des Krainburger Beckens den Resten der alten Nagelfluh des Radmannsdorfer Beckens gleichstellen.

Die Annahme, daß die Terrassenschotter (Niederterrassen) oberhalb von Krainburg nur sehr wenig, unterhalb aber gleichmäßig und hart verbunden sein sollen, ist von vornherein recht unwahrscheinlich.

Im nördlichen Abschnitt des Krainburger Beckens aber haben sich sicherlich aus den Tälern der schuttreichen Steiner Alpen jüngere postglaziale Schuttmengen über unseren Nagelfluhsockel ergossen.

Unterhalb des Felskuppengürtels von Zwischenwässern—Mannsburg aber senkt sich die alte Nagelfluh unter das Niveau der heutigen Save und die jungen Aufschüttungen schließen sich darüber zusammen. —

Damit will ich diese Arbeit begrenzen.

Ich bin mir wohl bewußt, wieviel hier noch zu tun wäre, um ein vollständigeres Bild der ganzen glazialen Gestaltungen im Savegebiet entwerfen zu können. Vielleicht gestattet mir ein gütiges Geschick, die lange liegen gelassenen Probleme in den schönen krainischen Alpen zu lösen.

Als gesichert kann immerhin der Nachweis der zwei großen Aufschüttungen, ihre vollkommene Unabhängigkeit von den Endmoränen sowie die Auffindung der liegenden Grundmoräne unter der jüngeren Verschüttung gelten.

Die ältere Talverschüttung, welche wir bis in die innersten Täler der Triglavgruppe verfolgen konnten, ist nicht mit Sicherheit der glazialen Zeitrechnung einzuverleiben.

Ihrer Aufschüttung ist zumindest keine Großvergletscherung vorausgegangen, denn es ist nicht wahrscheinlich, daß die Spuren von Moränen zwischen Grundgebirge und Nagelfluh sich nirgends erhalten hätten.

Dieser Aufschüttung sind wir von den Wurzeln der Triglavgruppe bis ins Laibacher Becken gefolgt.

Nach ihrer Ablagerung muß bis zum Vorrücken der älteren Vergletscherung eine sehr lange Zeit mit bedeutenden Erosionsleistungen verstrichen sein. Die Grundmoränen der älteren Eiszeit treffen wir ja bereits schon an der heutigen Sohle der Saveschluchten. Von diesen Grundmoränen ist im Radmannsdorfer Becken kein großer

Vorrat vorhanden, so daß es leicht erklärlich ist, warum dieselben der Aufmerksamkeit der früheren Forscher entgangen sind.

Wir haben aber auch erkannt, daß die hohen Randmoränen des Ilovca-Plateaus von der älteren Vergletscherung hinterlassen sind, die noch bei Radmannsdorf rund um 300 *m* mächtiger war. Dasselbe dürfte auch von den hohen Moränenresten auf dem Muzakla- und Pokluka-Plateau gelten. Das Ende dieser älteren Vergletscherung im Savetal ist bisher noch nicht nachgewiesen.

Zu dieser älteren Vergletscherung kann schon wegen ihrer tiefen Lage in der Saveschlucht keine höhere Terrassenschüttung gehören.

Ueber die zeitliche Einordnung der einzigen mir bekannt gewordenen Gehängebreccie (oberhalb von Station Dobrawa) habe ich keine Sicherheit. Wahrscheinlich aber hat sie interglaziales, wenn nicht gar präglaziales Alter.

Die jüngere, ebenfalls interglaziale Aufschüttung beginnt auch in den Talhintergründen, doch mit bescheideneren Schuttmassen, welche sich erst im Radmannsdorfer Becken zu etwa 100 *m* Mächtigkeit, also nur zur Hälfte jener der älteren Aufschüttung aufschwingen. Im Aufbau dieser Talverschüttung spielen feine Kreidetone, Bändertone und Mehlsande eine wichtige Rolle.

Solche feingeschlämmte Ablagerungen fehlen in der Serie der älteren Verschüttung, was auch nicht verwunderlich erscheint, wenn man das weit steilere Gefälle bedenkt, auf dem die letztere zur Ablagerung gelangte.

Hier war eben keine Möglichkeit zur häufigeren Einschaltung von Seen.

Aber auch die Zuwerfung von Hohlräumen, wie z. B. jenes des Wocheiner Sees, scheint bei der älteren Verschüttung sehr rasch und lediglich mit Schrägschottern geschehen zu sein.

Die Moränen der letzten Eiszeit überlagern die schon vorher erodierten und teilweise verkitteten Terrassenschotter.

Die Endmoränenwälle umschlingen Radmannsdorf. Beim Rückzug fielen der Wurzener, Rotwein- und Wocheiner Gletscher sehr rasch auseinander.

Auf der Terrasse von Veldes haben wir, schon völlig voneinander getrennt, die hohe Endmoräne des Wurzener Gletschers bei St. Katharina, die niedrigeren Randwälle des Rotwein-Gletschers zwischen Buchheim und Retschitz und die schönen Bogenwälle des Wocheiner Gletschers um den Veldeser See.

Ein solcher Zerfall ist nur bei sehr geringen Eisständen möglich, da sonst diese drei Eisströme auch in breiter Front verschmolzen wären und eine einheitliche Endmoräne geliefert hätten.

Wie wir denn aber beim Wocheiner See erkannt haben, hat der Wocheiner Gletscher ungefähr im Seeraum selbst noch eine längere Rast abgehalten.

Von einer Untertiefung des Savetales durch die Schurftätigkeit der Gletscher kann man kaum reden.

Für die tiefe Lage der älteren Grundmoräne in den Saveschluchten reicht man mit der Annahme gewöhnlicher vorhergegangener Erosion aus. Die jungen Moränen aber bleiben zumeist ganz auf der Höhe der Terrassenschotter.

Lediglich für die Ausräumung der heutigen Hohlformen von Veldeser und Wocheiner See muß man wohl die Gletscher verantwortlich machen. Hier aber waren nur große Schuttausschürfungen zu leisten.

Ueber Rutschungen im Glazialen und die Notwendigkeit einer Klassifikation loser Massen.

Von Vincenz Pollack.

Mit 7 Tafeln (Nr. XII—XVII) und einer Textabbildung.

Unter den Boden- oder Massenbewegungen, Verlagerungen oder Versetzungen spielen die Gleit-, Rutsch- bis Fließvorgänge eine besondere Rolle. Wie an anderer Stelle [1]) näher ausgeführt, lassen sich die durch innere Ursachen bedingten Massenversetzungen in zwei Gruppen etwa unterscheiden: 1. Auf einer oder mehreren Gleitflächen, welche bereits vorhanden oder doch irgendwie vorbereitet waren; 2. Versetzungen infolge innerer besonderer Eigenschaften, also ohne eigentliche Rutschflächen. Während die unter 1 behandelten sich verhältnismäßig leicht überblicken lassen, und nach unten oder innen hin bis zu gewissen Schicht-, Absonderungs- und Bruch-Flächen sowie Kombinationen daraus reichen, sind die letzteren Bewegungen in den meisten Fällen bisher schwierig vorherzusagen; die Frage, worin denn eigentlich bei fast gleichem oder ähnlichem Material in diesem Falle früher oder jetzt Verschiebungen eingetreten und in jenem von einer solchen überhaupt keine Spur sich zeigt, läßt sich insolange nicht befriedigend beantworten, als nicht außer dem petrographischen Charakter eines Gesteins auch seine chemischen und physikalischen Eigenschaften erkannt werden können. In den letzten Jahren haben Bodenkunde, Kolloidchemie und Konsistenzlehre zusammengewirkt, um mittelbar auch auf diesem Gebiete einigen besseren Einblick zu bringen. Von den Stoffen, die die größte Mannigfaltigkeit hinsichtlich der Bewegungen zeigen, können ältere bis jüngere Moränen angeführt werden. Abgesehen von natürlichen Bewegungen haben die vielen Bauten von Straßen, Bahnen, Tunnels, Schiffahrtskanälen usw. in Europa alle Phasen von Standfestigkeit bis zum Erdfließen in solchen Moränen gezeigt. Letzteres ist im sogenannten „Millionenloch“ auf der Strecke Kislegg—Wangen (Algäu), auf Borgomanero—Arona (südlich Gardasee), zum Teil in Skandinavien usw. in allgemeinen Zügen aber ohne Vergleichungsmöglichkeiten bekannt, die eine Verwertung für künftige Fälle gewährleisten, eine

---

[1]) Vincenz Pollack, Beiträge zur Kenntnis der Bodenbewegungen. Jahrb. d k k. geol. R.-A., Wien 1882, S 565 ff

besonders technisch-geologische Frage von hervorragender Wichtigkeit.

A. Jentzsch gibt über den allgemeinen Bau der Glazialbildungen eine kurze Uebersicht[1]. In Meeresbecken fern der Küste abgelagerte Sedimente, somit die Hauptmassen geologischer Formationen, erscheinen nach ursprünglich nahezu ebenen Schichten oft auf weite Erstreckungen mit gleicher Schichtfolge gegliedert, während dies bei Glazialbildungen nicht der Fall ist: Im Meeresbecken findet ein kaum unterbrochener Absatz der gelöst oder schwebend zugeführten Stoffe statt, in jedem geschlossenen Glazialgebiet treten Zonen des Auftrages und des Abtrages auf, welche wiederholt am gleichen Orte gewechselt haben. Aufschüttungen wurden wieder abgetragen, um im selben Gebiet anderweitig neue gleichfalls veränderliche Aufschüttung zu geben. Wächst eine Eismasse höher, wird ihr zentrales Abrasionsgebiet sich vergrößern, ihr randliches Aufschüttungs-, Aufpressungs- und Verschüttungs-Gebiet in distalem Sinn wandern. Die Randbildungen (Endmoränen, Randterrassen u. dgl.) verbleiben bekanntermaßen nur dort in ursprünglicher Gestalt, wo das Eis das letzte Mal zurückweicht. Jede erhaltene Moräne zeigt Massenelemente eines früheren Stadiums gleicher Vereisung, einer älteren, dem Eiszentrum näher gelegenen Moräne. Würde vom Mittelpunkt einer Vereisung nach deren äußersten Grenzen ein Idealprofil mit den Zuständen verschiedener Zeitabschnitte des Eisfortschrittes übereinander in linearen Umrissen gelegt, so würden die den einzelnen Phasen entsprechenden Oberflächenwellen wie Schuppen aufeinander liegen. Jede jüngere Schuppe schneidet die Stoßseite und überdeckt dafür deren distale Seite, ähnlich wie Wanderdünen und Geschiebe- und Sand-Bänke der Flüsse. Die zentrifugale Wanderung der Schuppen findet nicht nur beim Höhenwachstum des Eismittelpunktes, sondern auch bei Verringerung des Widerstandes statt, bedingt durch Entstehen und Anwachsen subglazialer Wässer. Jedes Eisvorschreiten ist ja nur durch in Bewegung umsetzende Druckspannungen des Eises ermöglicht, sobald sie die innere und äußere Reibung zu überwinden vermag. Die durch Untergrundgestaltung beeinflußten Druckspannungen wechseln fortschreitend und periodisch. Wird der Eisüberdruck so gering, daß innere und äußere Reibung nicht überwunden werden, so sammelt sich in Spalten und unter dem Eis das Schmelzwasser so lang und hoch, bis sein Gegendruck eine Eisbewegung wieder möglich macht, eine neue gegen früher veränderte Verteilung der Druckkräfte hervorrufend. Sonach muß bei hinreichender Größe einer Eismasse selbe auch bei verschwindendem Gefälle sich bewegen. Die oszillierenden Eisbewegungen haben entsprechend dem Schmelzwasser eine tägliche und jährliche Periode und entstehen auch durch örtliche Wasserstauungen Maxima und Minima. Je geringer die örtliche Eismächtigkeit, wird der beschleunigende Einfluß subglazialer Wässer stärker werden, so daß in Zeiten, in denen die Gesamteismasse an Mächtigkeit abnimmt, das Eis durch den Gegendruck subglazialer Wässer ein örtliches Vorschreiten erhalten kann. Gegen Ende einer

[1] A. Jentzsch, Ueber den Schuppenbau der Glazialbildungen. 1910

Eiszeit, wo die Schmelzung stärker als die Ernährung, wird der Eisrand in den tieferen Lagen vordringen. Der allgemeine Eisrand weicht, der örtlich breite Talgletscher schiebt vor.

Die Glazialbildungen werden radiale und laterale Schuppenstruktur erhalten, woraus sich die kreuzenden Gletscherschrammen ergeben. Die Schuppenstruktur wird natürlich in Randgebieten am meisten vorkommen; der Natur des Eis- und Wasserdruckes entsprechend auch weit rückwärts Spuren hinterlassen haben. Im Randgebiet der skandinavischen Vereisung, also in Skåne, Dänemark und Norddeutschland sind sie hervortretend. Es erscheint in Norddeutschland gewöhnlich, daß der Geschiebemergel (d. h. die norddeutsche Fazies der Grundmoräne), der auch dort wie in Schweden stellenweise von Tonmergel (also einem Wasserabsatz) bedeckt wird, über Tonmergel liegt; ebenso häufig wechsellagert er mit Sand oder Tonmergel, so daß mehrere, sichtbar gleicher Vereisung entstammende Geschiebemergel übereinander liegen, getrennt durch Absätze stehender oder fließender Wässer. Aus derartigen Glazial- und Fluvioglazial-Schichten kommen stellenweise einzelne der unteren Bänke flächenhaft zutage und werden solche früher als untere Sande bezeichnete, jetzt meist als Vorschüttungssande angesehen; doch sind derartige Bildungen mehr oder minder nur örtliche Gliederungen ohne weite Erstreckung. Besonders sind die Tone an begrenzte Becken gebunden, über deren Ufer ein geringmächtiger Eisrand sich zeitweilig vorschob. Wechselnde Wasserstauhöhe oder Wassermenge konnte den Eisrand vorübergehend auftreiben und dadurch Wechsellagerung der Grundmoräne mit Ton oder Sand bewerkstelligen. Nach Jentzsch bedingt die Schuppenstruktur, daß selbst gleichartige Schichtenfolgen weit entfernter Gegenden nicht ohne weiteres zeitlich zu parallelisieren sind. „Zwischen den Gliederungen Schwedens und Norddeutschlands klafft eine tiefe Dissonanz, die am auffälligsten in dem Umstande hervortritt, daß der Elbinger Yoldienton von Moränen bedeckt wird, der schwedische aber über der jüngsten Moräne liegt." Der Elbinger Yoldienton wird vom „jüngeren baltischen Eisstrom" überlagert, der gegenüber den älteren Geschiebemergelbänken durch Senongesteine der ostbaltischen Fazies sich auszeichnet. Er geht bis 125 *m* Meereshöhe und reicht nach West an die Nordostecke Posens. Im Herzen Ostpreußens überlagert er ausgedehnte interstadiale Süßwasserbildungen. An anderen Stellen sind andere Süßwasser- und Meeresschichten zwischen Geschiebemergeln eingelagert; der radiale und laterale Bau hat eine zeitliche Parallelisierung bisher verhindert. Gewisse Beobachtungen, insbesondere der Meeresschichten weisen auf große durchgehende Horizonte im norddeutschen Diluvium.

Erwähnt sei noch, daß nach Annahme von G. Maas (Verh. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1900) die Grundmoräne der letzten Vereisung die interglazialen Rinnen auskleidete und stellenweise durch Aufpressung der Talränder zur Vergrößerung des Höhenunterschiedes beitrug. R. v. Kövesligethy (Földtani Közlöny XXXII, 1902) hat versucht den Betrag kontinentaler Depression in Glazialgebieten während der Eiszeit durch Bodenabkühlung, durch den Eisdruck und

durch Wasserhebung zufolge Eisanziehung zu berechnen. Namhaft ist nur die Senkung des Festlandes unter der Inlandeislast (68 *m*) und die Erhebung des Meeresspiegels infolge der Anziehung am Eisrand (203 *m*).

Eine mehr ins Einzelne gehende Beschreibung und Gliederung des nordischen Diluviums haben E. Harbort, H. Monke und J. Stoller[1]) gegeben. Die wiederholt aus den skandinavischen Gebirgen hervorbrechenden und über den größten Teil Nordeuropas sich ergießenden Eisdecken brachen auf der weiten Strecke vom Grund kleine und große Stücke, schoben, zermalmten, scheuerten und schliffen einen Gesteinsbrei, die Grundmoräne (Geschiebemergel, besser wäre eigentlich „Schiebemergel"), die Material von Skandinavien und Sedimentgesteine bis zum Tertiär vom norddeutschen Boden enthält. Dieser Mergel ist auch das Ursprunggestein aller mit ihm auftretenden Kiese, Sande und Tone, die durch Schlämmen im Fließwasser aus ihm hervorgingen. Die Zahl der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten ist noch nicht endgültig geklärt. Die 730 *m* betragende Tiefbohrung bei Oechtringen der Anhalter Tiefbohrwerke durchsank auf 90 *m* Diluvium (Weichsel-, Saale- und Elster-[?]Eiszeit nebst Interglazial), von 90 bis 601 Tertiär und von 601 bis 650 *m* obere Kreide. Wenn die fragliche älteste (Elster-) Eiszeit außer Betracht bleibt, so erscheint die Diluvialbildung von unten nach oben gegliedert: *a*) Bildungen der älteren vorletzten oder Saale-Eiszeit, *b*) Zwischenlagen beider Eiszeiten: α) Bildungen der jüngeren (letzten) Interglazialzeit; β) Schichten unbestimmten Alters; *c*) Bildungen der jüngeren (letzten) oder Weichsel-Eiszeit.

Zu *a*) Die untere Grundmoräne oder der untere (ältere) bald tonige, bald sandige Geschiebemergel ist im frischen ursprünglichen Zustand nicht von den Mergeln anderer Eiszeiten zufolge gleicher Entstehung trennbar. Die Aenderung der meist grauen Farbe ist wohl den aufgenommenen unterlagernden altdiluvialen schwarzen Tonen und miocänen Glimmertonen usw. zuzuweisen. Er unterscheidet sich vom Geschiebemergel der jüngsten Eiszeit meist nur durch tiefergehende Entkalkung oberer Lagen zufolge längerer Verwitterungszeit. Wo das Inlandeis über tonige Bildungen glitt, wurde der Schiebemergel tonig, wo starke Wasserentwicklung gewesen, sind Sande und Schotter ausgewaschen. Aus den Bohrungen ist die Tiefe der Verwitterungsvorgänge entnehmbar: Bei Oechtringen greift die Verwitterung des älteren Glazials (Saale-E.) bis 27 *m* (ist somit 22 *m* mächtig), bei der „Trokenbohrung" der Geologischen Landesanstalt nächst Westerweyhe (Blatt

---

[1]) Insbesondere in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lieferung 156 (Blätter Beven und Ebstorf), dann F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl. 1909; die Arbeiten von Oskar Tietze in den Jabrb. d kgl Preuß geolog Landesanstalt sowie Geolog. Rundschau 1916, S 110; dann aus der Paläographie: Th. Arlt, Geolog Rundschau 1912, S. 93, wo auch von der permischen Eiszeit berichtet ist; ferner noch auszugsweise in Vincenz Pollacks. Technisch-geologisches über den Durchstich von Wasserscheiden, insbesondere im Panama- und Donau-Oderschiffahrtskanal, 1917 und 1918

Ebstorf, Erläuterungen) bis 32 *m*. Die Oberfläche des unteren Geschiebemergels bildete vor Aufschüttung des Jungdiluviums stark wellig-kuppige Formen und haben vor Ablagerung des Jungglazials Bodenverlagerungen stattgefunden, wie z. B. bei der Mühle von Röbbel, wo die untere Moräne steil aufgepreßt erscheint.

Zu *b*, α) In den Vertiefungen, Strudellöchern usw. des Interglazials bildeten sich Kalkmergellager (Kalke.) Unverwittert erscheinen sie grau, an der Luft durch Eisenoxydation gelbfleckig, gelb bis braun durch die ganze Masse, feinerdig, in trockenem Zustand zerfallen sie zu feinstem Mehl und enthalten 82 bis 90% kohlensauren Kalk.

Zu *b*, β) Die Ablagerung kann am Schlusse der Saale-Zeit aus Auswaschung der unteren Grundmoräne entstanden sein oder sie ist ein Sediment der Schmelzwässer des vorrückenden Eises der Weichselperiode. Die groben Sande und Schotter zeigen (fluviatile) Kreuzschichtung, die feinkörnigen Sande, Feinsande und Tone Horizontalschichtung entstanden aus Gletschertrübe. Schotter und Sande unentschiedenen Alters sind meist vom Geschiebemergel der letzten Eiszeit überlagert. Unverwittert kalkhältig, sind sie infolge großer Durchlässigkeit meist tief ausgelaugt. Hierhergehörige Mergelsande und Tonmergel gehen wag- und lotrecht ineinander über; Hauptbestandteil Quarz in feinster Sand- und Staubform, Tonerde bis 10% bei den Mergelsanden, bei Tonmergeln nur bis 15%. Beide sind 2 bis 3 *m* tief entkalkt. Beide Bildungen hatten offenbar eine Decke über Täler und Niederungen dargestellt, die durch Schmelzwässer mehr oder weniger zerstört wurde. Ab und zu erscheint der Tonmergel zufolge Eisdruck gefältelt oder eingesunken, welche kleinen Bodenversetzungen kurz nach Ablagerung der Schichten wahrscheinlich zufolge von Auswaschungen im Untergrunde stattfanden, wobei die überlagernde obere Moräne von der Senkung nicht mitbetroffen erscheint.

Zu *c*) Zu unterscheiden sind: Oberer Geschiebemergel; oberer Kies und Sand (Deck-Kies und -Sand); Sand und Schotter der Täler und Rinnen; Flottsand. Der obere Geschiebemergel tritt als Geschiebelehm zu bezeichnende Witterschicht häufig zutage, wird aber auch vom oberen Sand überdeckt. Beim oberen Geschiebemergel ist die lehmige Verwitterungsrinde nicht so mächtig wie bei dem in die Oberflächennähe geratenden unteren Mergel. Dem Deckschotter und -Sand fehlt fluviatile Schichtung, er zeigt ungleiches Korn und unregelmäßiges Auftreten größerer und kleinerer Geschiebe (verwaschene Grundmoräne). Der Talsand zeigt fluviatilen Bau, da er von den Schmelzwässern des letzten Landeises in Rinnen und Tälern abgesetzt wurde. Mit der Grundmoräne im Zusammenhang treten eigenartige feinkörnige, gelbe Sande auf, von den Einheimischen als Flottlehm oder Klei bezeichnet, aber wegen geringem oder fehlendem Tongehalt besser wären sie als Flottsand zu bezeichnen. Er ist kalkfrei, schichtungslos, 1 bis 3 *m* mächtig, ohne Geschiebe, hat in der Tiefe eine dünne, meist dichte Steinsohle („Steinpflaster“) und hat Lößähnlichkeit. Erfolgte die Ablagerung zu Anfang der Schmelzzeit, so ist Entstehung und Herkunft nicht leicht zu erklären.

Er wird als Eissediment nach Art der Innenmoräne angesehen, „indem er bei ruhigem langsamem Schwund des Landeises durch Abtauen von oben her niedersinken konnte, ohne von den Schmelzwässern weggewaschen zu werden, die namentlich an der Basis des Eises in der obersten Schicht der Grundmoräne ausspülend und erodierend wirkten, bis sie am Eisrand ans Tageslicht hervorbrachen". Somit ist die Steinsohle ein Auswaschrückstand der Grundmoräne und ist die Merkwürdigkeit erklärt, daß er in nahe gleicher Stärke Berg und Tal, also heute noch erhaltene, durch die Flottsandüberdeckung nicht verwischte Geländeformen der letzten Eiszeit überzieht. In die letzte Abschmelzzeit fällt auch die Entstehung der Täler mit Hauptterrassen, Stufen und Bruchstücken von Terrassenkanten.

Aus den Gesteinen entstehen durch die Atmosphärilien die Böden. Um die mechanische und chemische Zusammensetzung einiger behandelter Materialien vorzuführen, folgt nachstehend eine Tabelle von Gesteins- und Bodenarten der behandelten Gebiete, von den Chemikern Böhm, Wache, v. Hagen und Pfeiffer. Leider ist sowohl die „Sortierung der Korngrößen" sowohl bei den Sanden und Tonen von der später folgenden Klasseneinteilung verschieden und fehlen auch die charakteristischen physikalischen Eigenschaften, so daß Vergleiche insbesondere hinsichtlich „Beweglichkeit" schwer möglich erscheinen. Deshalb strebte auch Atterberg auf den internationalen Kongressen eine diesbezügliche Einigung an. Auch mit der Bezeichnung Ton, Letten, Lehm, Mergel usw. kann in den meisten Fällen kein Vergleich angestellt werden. Einiges diesbezügliches ist am Schlusse hier gegeben.

Die in den verschiedenen Glazial- und Interglazialepochen Mitteleuropas zur Ablagerung gekommenen Moränen- und Umschwemmungsmaterialien, die tief nach Oesterreich hereinreichen, sind wiederholt durch ihre besondere Beweglichkeit oder Rutschhaftigkeit Gegenstand von Beschreibungen gewesen, doch fehlten vorwiegend genaue einwurfsfreie Untersuchungen der wirklichen Tatsachen, des inneren oft recht verwickelten Baues der in Betracht kommenden Bodenmasse.

Als neueres sehr genau untersuchtes Beispiel mehrerer großer Rutschungen im alten Glazialgebiet Norddeutschlands sind die anläßlich der Stationsverlängerung und Erweiterung sowie Gleisevertiefungen von Frankfurt a. d. Oder westlich gegen Rosengarten eingetretenen Bewegungen anzusehen[1]), die sich in mehrfacher Beziehung von den bisher bekannten Erscheinungen und Behandlungen unterscheiden, wie aus dem Nachstehenden hervorgehen wird. Da solche Gebilde im Norden unserer Monarchie von Galizien über Schlesien und Mähren nach Böhmen vorkommen und sich manch Nutzanwendung auch für Gleit-, Rutsch- und Fließbewegungen anderer Formationen ziehen läßt, so ist eine eingehendere Behandlung mehr als gerechtfertigt. Die Bahnstrecke hat südlich Rosengarten im allgemeinen einen ostwestlichen Verlauf und sind die Bewegungen an

[1]) Nach dankenswerter Ueberlassung des Materiales seitens der kgl. Eisenbahndirektion in Posen des Reg Baum. F. Fölsing und P Krusch Gerichts- und Verwaltungsgeologie 1916, S. 31 ff

Klasseneinteilung der Gesteins- und Bodenarten.

Art des Gesteins	Ort	Tiefe der Entnahme dm	Bodenart	Kies (Grund) über 2 mm	Sand	Sand: 2 bis 1 mm	Sand: 1 bis 0·5 mm	Sand: 0·5 bis 0·2 mm	Sand: 0·2 bis 0·1 mm	Sand: 0·1 bis 0·05 mm	Tonhaltige Teile	Staub 0·05 bis 0·01 mm	Feinstes unter 0·01 mm	Summe	Chemische Analyse (Auszug), In kochender Salzsäure: Tonerde	Eisenoxyd	Kalkerde	Magnesia	Einzelbestimmung: Glühverlust	In Salzsäure unlöslich (Ton)
1. Oberer Geschiebe-Mergel	Kolkhagen	1—3	Lehmiger Sand (Ackerkrume)	2·0	75·2	2·8	10·0	26·0	26·4	10·0	22·8	9·2	13·6	100						
		6—9	Sandiger Lehm (Untergrund)	2·8	54·4	2·0	6·8	21·6	14·8	9·2	42·8	7·2	35·6	100	1·07	0·97	0·11	0·17	1·39	93·47
		12—15	Sandiger Mergel (Tieferer Untergrund)	3·6	48·8	2·4	6·4	13·2	16·4	10·4	47·6	6·4	41·2	100						
2. Ton	Ziegelei Emmendorf	25	Sandiger Ton (Untergrund)	—	6·0	0	0·4	1·6	2·4	1·6	94	12·0	82·0	100	5·59	4·66	10·30	1·91	4·24	59·67
3. Mergelsand	Bevensen	30	Toniger Feinsand (Untergrund)	—	2·2	0	0	0·1	0·1	2·0	97·8	56·0	41·8	100	3·01	3·24	7·82	1·17	2·99	73·54
4. Mergelsand	Oitzendorf	13	Feinsand (Untergrund)	—	0·6	0	0	0·1	0·2	0·3	99·4	50·8	48·6	100	—	—	—	—	—	—
		50	Kalkiger Feinsand (Tieferer Untergrund)	—	0·8	0	0	0	0	0·8	99·2	57·2	42·0	100	—	—	—	—	—	—
5. Oberer Sand	Süsing, Jagen	5	Sand (Ackerkrume)	—	86·0	0·4	4·0	37·6	32·0	12·0	14·0	7·2	6·8	100	1·22	1·19	0·03	0·11	1·03	94·69
		20	Sand (Untergrund)	1·6	52·4	0·4	1·2	14·0	16·0	20·8	46·0	20·8	25·2	100	2·03	1·10	0·08	0·19	1·49	93·44
6. Oberer Sand. Unterer Geschiebe-Mergel	Riessel	6	Sand (Untergrund)	0·4	96·4	0·4	12·4	55·2	27·2	1·2	3·2	0·4	2·8	100	0·56	0·26	0·03	0·05	0·38	98·28
		15	Sandiger Lehm (Unterer Grundmergel) (Tieferer Untergrund)	3·2	60·0	2·0	6·4	22·8	18·4	10·4	36·8	8·0	28·8	100	3·02	2·36	0·28	0·56	1·80	90·03
7. Unterer Sand	Bevensen	50	Sand (Untergrund)	7·6	90·8	12·8	31·2	40·0	6·0	0·8	1·6	0·2	1·4	100	—	—	—	—	-	—
8. Geschiebe-Flottsand	Oitzfeld	1	Humoser, steiniger Flottsand (Ackerkrume)	0·4	51·2	0·8	3·2	19·2	4·8	23·2	48·4	35·2	13·2	100	1·65	1·13	0·06	0·09	2·10	91·80
		5	Steiniger Flottsand (Untergrund)	—	44·8	0·4	2·8	13·6	9·2	18·8	55·2	41·6	13·6	100	1·74	1·07	0·05	0·12	1·28	93·65
9. Flottsand	Jagen	3	Flottsand (Ackerkrume)	—	42·8	0	1·2	4·0	3·6	34·0	57·2	44·0	13·2	100	1·74	1·18	0·10	0·24	0·59	93·33
10. Flottsand	Emmendorf	3	Flottsand (Ackerkrume)	1·2	76·4	2·8	10·4	24·8	27·6	10·8	22·4	8·0	14·4	100	1·15	1·06	0·07	0·12	1·07	94·38

der südlichen Einschnittsböschung eingetreten. Der erste am Lärmstangenberge während der Bauzeit vorgekommene Erdrutsch ereignete sich im Jahre 1911 und umfaßte etwa 40.000 m^3 Masse; der zweite kam am Fichtenberg im Jahre 1913 vor, wo etwa 60.000 m^3 in Bewegung gerieten. Am 26. Mai 1914 endlich brach in dem beinahe fertigen Einschnitt, der von mehr als 100 Zügen täglich durchfahren wird und wo also durch provisorische Geleisesenkungen der Verkehr aufrechtzuerhalten war, was aus den Querprofilen zu entnehmen ist, eine Masse von ungefähr 150.000 m^3 von Sand und Ton vom Lärmstangenberg herab, zerstörte die bereits fertige Böschung, wie aus den Querprofilen und 10 Ansichten (bzw. 4) zu ersehen, und hob und schob ein Baugleis beträchtlich nach Nord. Nach Krusch waren hierbei „im Süden des Einschnittes die Schichten an steilen, flach nach Norden geneigten Rissen — nicht klar? — abgesunken; sie bildeten hier einen Staffelbruch“, wie er häufig auch anderweitig zu beobachten. In den später zu beschreibenden Querprofilen erscheinen wohl die steilen Abbruchflächen (auch in den Lichtbildern), ihre Fortsetzung nach innen aber nicht und wurden des Verständnisses halber diese vom Verfasser oben und unten durch Punktierung angedeutet. Die Rutschmasse hob, nach den Abbildungen zu schließen, die Sohle des Einschnittes stülpte das Materialgleis nebst Rollwagen um und wurde die fertige Böschung in einem Sattel herausgebaucht, was sich besonders in der aus Eisenbeton hergestellten Böschungsrinne für Wasserabfluß, „die wie ein dünner Draht verbogen war“, zu erkennen gab. Wie Krusch voraussieht, waren weitere Bewegungen natürlich nicht ausgeschlossen. (Das von Krusch gegebene Querprofil *km* 75·5 ist im Nachstehenden etwas deutlicher gegeben.) Schon in den ursprünglichen Querprofilen 1:200 waren auf Grund von einzelnen Bohrungen, die offenbar nicht zureichten, um über die wichtige Lage Aufschluß zu geben, Sand, Ton, Sand mit wenig geneigten Oberflächen eingetragen worden. Als dann die ersten größeren Rutschungen eintraten, die bereits oben angegeben erscheinen und sich die Frage stellte, wie weit ein Abtragen der Böschungen zur Sicherung der Bahn erwünscht sei, wurde eine Gruppe von 49 Bohrlöchern (im Lageplan Taf. XIV, Abb. 1, von dem nur *km* 74·5—75·8 erscheint) mit römischen Zahlen bezeichnet, mit nahezu 1000 *m* Gesamttiefe angelegt und auf Grund dessen vom Geologen K. Keilhack von der Geologischen Landesanstalt Berlin ein Gutachten vom 23. Jänner 1912 erstattet, dem das Nachstehende entnommen ist.

Aus den Schichtenverzeichnissen der Anstalt über die Bohrungen wurden 5 Gesteinsgruppen aufgestellt: *a*, *b*, *c*, *d* und *e*, wobei in Gruppe *d* noch eine Kalklage (stark kalkiger Ton) hervorgehoben erscheint. Die im Bahneinschnitte zwischen *km* 74·2 und 76·3 auftretenden sehr mannigfachen Diluvialbildungen bestehen sonach

a) in einer dünneren Oberflächenschicht von nur wenigen Metern Mächtigkeit unregelmäßig verbreiteter Sand, Kies, sandigem Geschiebelehm und Geschiebemergel.

b) Darunter sehr fetter dunkler Tonmergel bis zu einer Mächtigkeit von 20 *m*.

c) Eine darunter folgende Masse mit mittelkörnigen Sanden mit Einlagerungen von Kies und sandigem Kies, nach unten in einen gelben, feinen, locker verkitteten Sand übergehend.

d) Eine äußerst mannigfaltig zusammengesetzte Schichtenfolge von interglazialen Ablagerungen, bestehend aus hellem Süßwasserkalk, kalkfreiem oder kalkhaltigem Ton von heller oder dunklerFarbe und zwischengeschalteten teils kalkhaltigen, teils kalkfreien Sanden und Kiesen.

e) Als ältestes bekannt gewordenes Schichtenglied ein dunkler, sehr fetter Tonmergel, der dem unter *b* genannten ähnlich erscheint, aber sich von ihm dadurch unterscheidet, daß er von zahllosen Gleitflächen, sogenannten Harnischen durchsetzt ist, so daß er in kleine, von glatten, glänzenden Flächen begrenzte Stücke zerfällt. P. Krusch hat sie richtig als „Quetschlinsen" bezeichnet[1]). Da seitens der Gutachter keine besonderen mechanischen und chemischen Analysen der vorstehenden Gesteine vorliegen, auf eine Anfrage auch keine aus der Umgebung von Frankfurt seitens der Geologischen Landesanstalt beigebracht wurden, selbe jedoch zum Vergleiche mit anderen Oertlichkeiten und auch zur Beurteilung ihrer Beweglichkeit nötig sind, so bleibt in Ermanglung besserer Angaben nichts anderes übrig, als auf die Zusammensetzung hinzuweisen, die für die Glazialbildungen Norddeutschlands beim Donau-Oder-Kanal gegeben wurden[2]). Die Schichten mit Ausnahme von *a*, welche eine ebene Lage an der Geländeoberfläche aufweist, zeigen außerordentlich stark gestörte Lagerung, und zwar derart, daß sie beiläufig annähernd Ost—West streichen und von Süden nach Norden nach der schematischen Skizze

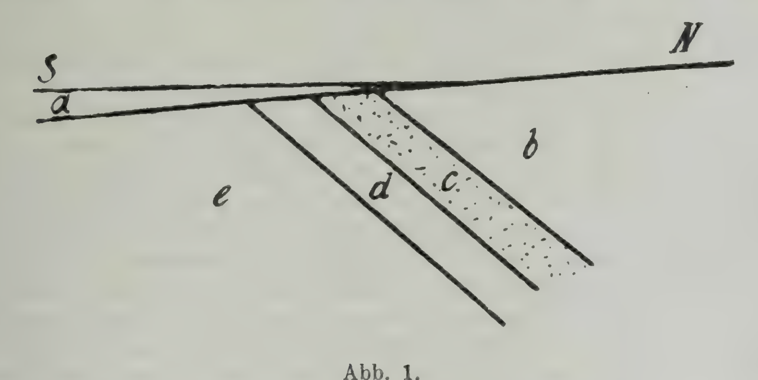


Abb. 1.

(Abb. 1) einfallen, wobei die eingeschriebenen Buchstaben die Gruppen der gegebenen Gliederung umfassen. Die Streichungsrichtung ist stark gebogen, und zwar mit Ausbauchungen nach Norden und Süden und

[1]) Solche Erscheinungen sind nicht selten. Im Mostytunnel (Jablunkauer Paß, Karpathen) traten sie massenhaft bis zur Kleinheit von Gemüselinsen in den dortigen schwarzen Tertiär- oder Kreideschiefern auf. Heim hat in seinem Säntiswerk unter Beigabe schematischer Skizzen die Entstehungsfrage behandelt.

[2]) Technisch-geologisches über den Durchstich von Wasserscheiden insbesondere im Panama- und Donau-Oder-Kanal. Zeitschr. des Oesterr. Ing.- u. Arch.-Vereines 1917, Sonderabdruck i. Selbstverlag.

können die Verschneidungslinien auf der 80-*m*-Sohle ein Bild hiervon geben. Die am weitesten verfolgbare und in jedem Querprofile wieder zu erkennende Schichte ist der weiße Süßwasserkalk. Es ist deshalb seine oberste Grenzfläche im Lageplan 1 : 8000 (nach dem Originalplan 1 : 2000) auf den 80-*m*-Meereshorizont dargestellt, der etwa 7 *m* unter der künftigen Gleislage im westlichen Teile des Einschnittes liegt und im östlichen Teile mit der Einschnittssohle übereinstimmt. Diese Projektion oder Durchschneidung des Kalklagers mit der 80-*m*-Ebene ist von *km* 74·4 bis *km* 75·5 (Abb. 1) mit vollgezogener Kurve gegeben; ferner ist mit gestrichelter schwarzer Linie der Ausstrich des Kalklagers an der Oberfläche zur Darstellung gebracht. Der Abstand beider Linien wird um so größer, je höher sich das Gelände über die erste Projektionsebene (von 80 *m* über Normal Null) erhebt; anderseits ändert sich der Abstand mit dem Schichtenfallwinkel, d. h. er wird um so kleiner, je steiler die Schichtstellung ist; schließlich ist durch eine feinere Linie die Projektion der Kalkoberfläche auf die Sohle des Einschnittes soweit gegeben, als das Kalklager in dieser Sohle ausstreicht. Diese Projektionslinien entsprechen also ungefähr der Grenzfläche von *c* und *d* obigen schematischen Profiles.

Behufs weiterer Veranschaulichung der Lagerungsverhältnisse wurde auch die Grenzfläche *b c*, d. h. die Unterkante des fetten Tonmergels der Gruppe *b* auf die 80-*m*-Ebene projiziert und der Ausbiß dieser Grenze an der Geländeoberfläche. Erstgenannte Projektion ist mit einer strichpunktierten, letztere mit kurzen Strichen und je zwei Punkten im Lageplan, Taf. XIV, ersichtlich. Diese beiden Linien ließen sich nur zwischen *km* 74·9 und 75·2 eintragen, da bei *km* 75·2 diese Grenze nach Norden hin aus dem Einschnittgebiete heraustritt und zwischen *km* 74·9 und 74·8 wahrscheinlich eine Störung durchläuft.

Die Durcharbeitung der Bohrproben hat auch mehrere Aenderungen in den Querprofildarstellungen bedingt, worauf bereits hingewiesen wurde. Es wurden aus den vielen Profilen nur die wichtigsten hier zur Uebersicht im vierfach verkleinerten Maßstab (1 : 800 statt 1 : 200) gebracht. In jenen Profilen, die durch Bohrlöcher hindurchgelegt sind, erscheinen die Abweichungen als Korrekturen in Linien und Einschreibungen kenntlich gemacht, wobei naturgemäß auch die angrenzenden, nicht durch Bohrlöcher gelegten Schnitte beeinflußt werden. Wiederholt sind die Bohrlöcher, wie ein Blick auf die beiden Lagepläne, Taf. XIV sowie XV, und die betreffenden Querprofile lehrt, querprofilartig angeordnet werden, um bei der verworrenen Lagerung nicht falsche Schematisierungen zu erhalten, wie das die anfänglichen Probeanlagen ergeben haben und bereits erwähnt wurde. Geändert erscheinen die Profile *km* 74·5, 74·6 und 74·7 (die früher wenig geneigten Materialgrenzen sind steil geworden und stärker gezogen); entsprechend anders aufzufassen sind alle Profile von 74·4 bis 74·8, in denen alle die interglaziale Schichtenfolge *d* und die in ihrem Hangenden auftretende Sandfolge *c* zu erwarten sind.

Weiteres ist in den Querprofilen von 74·9 bis 75·0 + 88 in den Sandmassen der Südseite die Einlagerung des Süßwasserkalkes und dadurch des Beginnes der Schichtreihe *d* angedeutet worden.

Schließlich ist eine abweichende Auffassung der Lagerungsverhältnisse im Querprofil *km* 75·3 (Taf. XIV, Profil links unten) ausgedrückt, da der dort gezeichnete geknickte Verlauf des Kalklagers nicht begründet erscheint.

Als die Ursachen der Rutschungen werden angesehen:

1. Daß der Einschnitt im Streichen der Schichten liegt,

2. die Schichten ziemlich steil fallen und

3. durchlässige, lockere Sande mit undurchlässigen fetten Tonen und (tonigen) Kalken mehrfach wechsellagern. — Krusch erwähnt hierzu noch, „daß der ganze Verband durch Querverwerfungen und durch die auf ihm zirkulierenden Wasser gestört ist". Da die Schichten nach Norden einfallen, ist die Südseite durch Bodenbewegungen bedroht. „Die Erkenntnis des geologischen Baues gestattet, die Gefahrzonen zu erkennen; sie liegen da, wo die Sande der Schichtenreihe *c* so angeschnitten werden, daß sie ohne ausreichende Unterstützung dem darunter lagernden Ton und Kalk der Schichtenreihe *d* angelagert sind." Zwischen *km* 74·5 und 74·6 ist dies der Fall. „Indessen geben die wenigen hier ausgeführten Bohrungen noch kein klares Bild der Lagerungsverhältnisse; erhebliche Schwierigkeiten können hier überhaupt nicht entstehen, da der Einschnitt auf dieser Strecke nur eine Tiefe von 5 bis 7 *m* besitzt."

„Die zweite Gefahrstrecke liegt zwischen *km* 75·1 und 75·7. Diese Strecke ist es, auf der sich bereits erhebliche Abrutschungen zwischen 75·5 und 75·6 vollzogen haben. Die erste gefährdete Strecke dürfte etwa bei *km* 75·160 beginnen und bis *km* 75·3 reichen. Hier werden die auf der Südseite des Einschnittes dem Kalke auflagernden Sandmassen dauernd mit Abrutschung drohen und die Bahnstrecke gefährden und es wird notwendig sein, sie bis auf den unterlagernden Kalk vollständig abzutragen."

„In dem folgenden Hundert Meter bis *km* 75·4 steht der Einschnitt auf der Südseite in den dunklen Tonen der Gruppe *e*. Diese sehr fetten Tone sind von zahllosen glänzenden Rutschflächen durchzogen. Es ist aber trotzdem anzunehmen, daß sie in der Böschung gut stehen werden, da infolge des Fehlens von Feinsand ihr Uebergang in einen breiigen Zustand nicht zu befürchten steht. (?)

Von *km* 75·4 an beginnt wieder eine gefährliche Strecke, da der Kalk wieder in die Südseite des Einschnittes eintritt und mächtige Auflagerungen von Sand trägt. Die auf dieser Strecke bereits erfolgten bedeutenden Abrutschungen werden sich bei der Vertiefung des Einschnittes wiederholen und nach Süden hin fortsetzen und es ist deshalb notwendig, den angelagerten Sand bis etwa 75·650 zu entfernen. Bis *km* 75·625 ist diese völlige Beseitigung des Sandes unbedingt notwendig, denn bis zu diesem Punkte lagert, wie die Profile erkennen lassen, der Sand in liegenden dreiseitigen Prismen ohne jede Unterstützung dem Kalke auf. Von hier an wird es vielleicht möglich sein, den Sand auf dem Kalke liegen zu lassen, sobald ein flacher Böschungswinkel gewählt und die Böschung breit terrassiert wird, so daß etwaige noch eintretende kleine Massenbewegungen von den Terrassenflächen abgefangen werden, ohne die Gleislagen zu gefährden."

„Ob es möglich ist, auf rechnerischem Wege mittels noch genauerer, durch weitere Bohrungen zu gewinnender Querprofile genau die Stelle zu ermitteln, an der zwischen *km* 75·6 und 75·7 die Gefährdung des Planums durch Rutschungen aufhört, vermögen wir nicht zu sagen, halten es aber für kaum möglich, weil schon geringfügige Aenderungen im Einfallwinkel des Kalkes oder ganz flache Einmuldungen seiner Oberfläche die Bedingungen für das Eintreten von Rutschungen völlig verschieben können."

Da von *km* 75·7 an der Kalk weit vom Einschnitt nach Süden rückt, wurden in den restlichen 600 *m* Einschnitt gegen Osten keine Rutschungen mehr befürchtet; diese Ansicht erfährt im Nachfolgenden und im zweiten Gutachten vom 26. August 1914, zu welchem der Lageplan, Taf. XV, Bild 2 und alle Querprofile mit der Bezeichnung 2 *G* auf den Tafeln XV bis XVII gehören, entsprechende Aenderung.

Das gegenständliche zweite Gutachten wurde ohne Einsichtnahme der Bohrproben selbst erstattet, weil in allen den Bohrungen bestimmte Leitschichten anzutreffen waren, die für die Beurteilung der Sachlage ausschlaggebend sind. Sie bestehen in dem als tiefste Schicht aufgeschlossenen fetten schwarzen Tone und ferner in dem teils mit, teils ohne Sandzwischenlagerung darüber folgendem hellem Tonmergel und Süßwasserkalk. „In bezug auf die Lagerungsverhältnisse und Schichtenfolge haben sich gegenüber den Ausführungen im ersten Gutachten (23. Januar 1912) Abweichungen kaum ergeben, so daß alles, was dort ausgeführt ist, seine volle Gültigkeit behält. Nur hat es sich gezeigt, daß die nach Norden einfallenden glazialen Kalke und Tone lediglich stellenweise im Süden zutage treten oder nahe unter der Tagesoberfläche ausstreichen und daß sie im größten Teil der Fläche südlich des Einschnittes sich von einem bestimmten Punkt an entweder eben lagern oder, was an der Mehrzahl der Stellen der Fall ist, daß sie in Gestalt von Sätteln kulminieren und von der Sattellinie aus wieder nach Süden hin, also vom Einschnitt weg, abfallen." Hieraus wird die Möglichkeit gefolgert, „die Grenzen der mit weiteren Abrutschungen drohenden Gebiete sehr genau festzulegen[1]). Deshalb war in jedem einzelnen Querprofil zunächst die wahrscheinlichste Lage des Beginnes der „Verebnung oder der Kulmination der Sättel der Gleitflächen" zu bestimmen. „Eine von diesem Punkt aus unter dem gewöhnlichen, möglichst niedrig zu nehmenden Böschungswinkel nach Süden gezogene Linie gibt dann an, bis zu welcher Linie sämtlicher über der Gleitfläche lagernde Sand abgetragen werden muß." Nebst einer älteren für die Bewegung am 28. August 1911 in zwei Querprofilen gedachten „Gleitebene" sind in den übrigen Profilen mit stärkeren, meist krummen Linien die Gleitflächen sowie mit daran nach aufwärts anschließenden, bis ans Gelände reichenden Geraden, die „aus der Gestalt der Rutschfläche

---

[1]) Danach würden sich also hauptsächlich nur Schichtenfallrutschungen auf vorgebildeten Flächen ergeben (vgl. Pollack, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1882), ohne daß noch andere vom Material selbst abhängige Bewegungen, darunter Mitreißen des Liegenden, Bruchflächen usw., in Betracht kämen.

sich ergebende Lage der zukünftigen äußersten Böschungslage" ersichtlich gemacht und zum Teil auch zur Verdeutlichung mit einigen Worten markiert.

Zunächst wird eine Darstellung der Verhältnisse in den Profilen gegeben und werden drei Rutschgebiete unterschieden:

1. Gebiet ohne bisherige Rutschungen, dessen Gefährlichkeit bereits im ersten Gutachten berührt, in der Gegend von *km* 75·1 liegend. Die Bohrungen im Profil 75·050 zeigen die Unnötigkeit weiterer Abräumungen an dieser Stelle, da die Oberkante der Böschung so liegt, daß senkrecht unter ihr die Gleitfläche erst 10 *m* unter der tiefsten Einschnittssohle folgt. „Hier können also durch Abgleiten Rutschungen nicht mehr entstehen [1]). Im Profil 75·1 + 50 wird vorgeschlagen, den „Sand zweckmäßigerweiße bis Bohrloch 7 *a* fortzunehmen, in welchem der kalkhaltige Ton zutage ausstreicht. Unter dem nach dem Einschnitt hin gelegenen Bohrloch 6 *a* scheint eine (ehemalige, jetzt unterirdische) Erosionsrinne den Kalk fortgenommen zu haben, jenseits derselben steigt er aber bis an die Oberfläche empor". Im Grundriß (1 : 3000) (Abb. 2, Taf. XV) ist die Projektion der Gleitfläche auf die tiefste hier bei 82 *m* liegenden Einschnittssohle in der gestrichelten Linie *a—b* dargestellt. „Daraus würde sich als zukünftige Böschungsgrenze das durch die beiden vollgezogenen Linien *A B* und *B C* begrenzte Gebiet darstellen."

2. Auch das zweite Gebiet, in welchem schon früher starke Rutschungen abgingen und in welchem sich auch im Juli 1914 bedeutende Massenbewegungen einstellten, war im ersten Gutachten als mit weiteren Gefahren drohend bezeichnet worden.

In den drei Bohrlöchern des Profiles 75·4 liegt der „graue Ton (wohl Kalk)" horizontal zutage; demnach ist nur der etwas nördlich von Bohrloch 35 liegende Sand abzuböschen. Im Querprofil 75·5 (Taf. XV a) kulminiert in Bohrloch 27 die Gleitfläche und zieht sich von da nach Süden zu einer ehemaligen Kalkgrube hinab. Das Südende der erforderlichen Abböschung kommt etwa 6 *m* südlich von 27, besonders dort, wo der Kalk beim Abtragen zum erstenmal südliches Fallen zeigen wird. Im Querprofil *km* 75·550 nähert sich beim nördlichsten Bohrloch 24 der Kalk bis auf 1·8 *m* der Oberfläche. 17 *m* südlich liegt eine diluviale Erosionsrinne durch ein älteres Bohrloch bestimmt, jenseits davon der Kalk wieder einsetzt, um von 25 nach Süden einzufallen, wonach die Abtragung bis einige Meter südlich von Bohrloch 25, wo der Kalk nach Süden fällt, erwünscht wird. Bei Profil 75·6 liegt von Bohrung 21 der Ton nahe wagrecht, „so daß es genügen dürfte, die Grenze der zukünftigen Böschung durch Loch 22 anzuordnen". Aus diesen vier sicher festgelegten Punkten ergibt sich für das Rutschungsgebiet 2 zwischen *km* 75·3 und 75·7 die von den zwei Linien *D E* und *E F* (Lageplan Taf. XV, Abb. 2) begrenzte Fläche als rutschungsfähig und ist daher zu beseitigen."

---

[1]) In vielen anderen Fällen in solchem Material treten (allfällig neben Rutschflächenbewegungen) auch mehrfache in der Beschaffenheit der Massen, Belastung, klimatische Verhältnisse u. dgl. begründete Gleit-, Rutsch- und Fließbewegungen ein.

3. Das zufolge mangels an Bohraufschlüssen nicht im ersten Gutachten berücksichtigte Gebiet *km* 76·1 bis 76·3 ergab Nachstehendes: Im Querschnitt 76·1 bilden die festen blauen Tone zwischen den Bohrlöchern 17 und 19 ein in Bohrloch 18 kulminierendes Gewölbe, wobei nördlich von diesen die hellblauen Tone (Kalke) sich anlegen, südlich des Gewölbes aber fehlen. Die Abtragung ist bis auf 10 *m* südlich von Bohrloch 18 zweckmäßig. In gleicher Art ergibt sich im Profil 76·150 die Kulmination südlich von Loch 13 und die Abtragböschung nahe bei Bohrung 14. Höchster Sattel und Abtraggrenze in *km* 76·175 liegen zwischen den Bohrungen 8 und 9. Für 76·225 liegen Sattel und Abtrag zwischen 4 und 5, vermutlich näher an 4. Das abzutragende Gebiet ist im Lageplan (Abb. 2) durch die Linie GHJ nach Süden begrenzt. Das Gutachten schließt nun mit folgenden Worten: „Wenn die Abtragungen bis zu den angegebenen Grenzen und mit den erforderlichen flachen Böschungswinkeln durchgeführt sind, ist nach menschlichem Ermessen die Gefahr weiterer Rutschungen auf der Südseite des Rosengartener Eisenbahneinschnittes für alle Zeiten ausgeschlossen“ [1]).

Wahrscheinlichkeits-Ergänzungen in den Querprofilen.

An jenen Stellen in den Profilen, wo der abgerutschte Körper in die geodätische Querprofilaufnahme miteinbezogen ist, erscheint der eigentliche Rutschkörper nur mit der zutage tretenden Oberfläche eingetragen. Es bezieht sich dies auf die Profile 2 *G* (zweites Gutachten) *km* 75·430, 75·450, 75·5 und 75·550; sodann vielleicht auf *km* 76·150, 76·175, in welch letzteren beiden Profilen die steile Abbruchfläche noch in der Richtung der Pfeile möglicherweise auf unter die „Gleitfläche“ dringende Abschälungen und Aufsteigungen deuten könnten, wenn es auch in anderer Beziehung möglich erschiene, daß die steile mit „Abbruch“ (Rutsch) beschriebene Fläche an dem mit „Gleitfläche“ beschriebenen, dort fast horizontal liegenden Sattel abstoßt oder anschließt; doch ist im Profil 76·150 (2 *G*) die Oberfläche gerade über dem Pfeil unter die gezeichnete „Gleitfläche“ eingesunken, die Gleitfläche dort also nicht mehr ungeändert, daneben aber gegen das Bohrloch 12 zu über die Gleitfläche gezeichnet, also emporgehoben. Im nächsten, bloß 25 *m* entfernten Querprofil *km* 76·175 liegt zwar noch eine Masse von etwa 2 *m* Höhe (bei Bohrloch 7) über der gesattelten „Gleitfläche“, doch scheint auch dort allfällig

[1]) Dieser apodiktische Schlußsatz des Gutachtens wirkt ganz eigentümlich: *a*) Erfahrungsgemäß treten in Tonen selbst zufolge ihrer petrographischen und physikalischen Beschaffenheit auch bei flacheren Böschungen in früherer oder späterer Zeit oft nach Jahrzehnten immer wieder Bewegungen ein, wie am 70 Jahre alten Triebitzer Tunnelvoreinschnitt heute zu sehen. *b*) Ist die große Einschnittstiefe bis zum Teil über 30 *m* ohne Fußmauern an und für sich geeignet, Bewegungen und Ausweichungen an den tiefstliegenden Böschungsteilen bei einigermaßen Durchfeuchtung nicht zu verhindern

noch der blaue Ton selbst nach den Pfeilen und der schematisch punktierten Fortsetzung des „Abbruch“ nicht ausgeschlossen. Wie unsicher dem Geologen wegen des Sattels in der „Gleitfläche“, das heißt Oberfläche des dunklen Tons die Massen erscheinen, beweist das weite Zurücksetzen seiner Böschung, besonders in *km* 76·175 und *km* 76·225, in welch letzterem Profil zwei Gleitflächen übereinander, die zwischen Bohrloch 4 und 5 in eine übergehen, gezeichnet sind, den schwächer gewordenen Sattel nächst Bohrloch 4 aber erkennen läßt. Auch im (125 *m*) vorhergehenden Querprofil *km* 76·100 sind zwei rasch nach links sich trennende Gleitflächen ersichtlich; beide vereinigen sich zwischen Bohrloch 18 und 19.

In den Profilen *km* 75·0 und 75·550 sind zwei Ereignisse ersichtlich: die Oberfläche des Rutschkörpers vom 28. August 1911. Im Querschnitt 75·5 ist die Oberfläche des Kalkes als „Rutschebene“ (vermutlich für obigen 28. August geltend) eingetragen worden und hat der Verfasser dazu nur rechts vom Datum die steile Abbruchfläche punktiert mit Fragezeichen versehen bis zur Rutschebene ergänzt. Die nächste Rutschung im gleichen Profil, die 64 *m* weiter ins Gelände bis wenige Meter vor Bohrloch 27 reichte, ist wohl unter den Kalk noch gegangen, weshalb der Verfasser den „Abriß“ (?) und den damit im Zusammenhang stehenden allfälligen „Auftrieb“ in punktierter Linie schematisch annahm; die (korrigierte) Kalkoberfläche ist durch die Bohrlöcher 27 und 28 bis in die „alte Kalkgrube“ gezeichnet (Taf. XV a), die Bohrlöcher 29 und 30 scheinen keinen Kalk mehr zu zeigen.

Die nächsten noch mit dieser Rutschung zusammenhängenden Profile *km* 75·430 und 75·450 zeigen die Abrißränder tiefer wie die Kalkoberfläche oder wie in 75·450 gar erst hinter dem Kalk und tief im Ton, mithin nicht auf Gleitflächen, die vorher schon vorgebildet waren. Damit ist der Nachweis erbracht, daß auch die petrographische und physikalische Beschaffenheit des Materials von Einfluß ist und daß sowohl der „Süßwasserkalk“ als der unterliegende „feste“ Ton in Bewegung geraten können, wie dies ja an anderen Oertlichkeiten glazialen Charakters wiederholt gefunden wurde. In beiden Profilen ist trotz der ersten Terrassierung (zwei Terrassen) und der zweiten Abflachung mit bloß oberer Terrasse ein Niedersitzen erfolgt, wie es in 10 Bildern dargestellt wurde, von denen 4 in den zwei Tafeln XII und XIII wiedergegeben erscheinen.

Hinsichtlich den berichtigten und im Juli 1911 ergänzten Querprofilen, welche alte und berichtigte geologische Angaben enthalten und von denen nur eine Auswahl von charakteristischen Profilen, nämlich *km* 74·5, 74·6, 74·7, 74·9, 75·0, 75·088, 75·1 und 75·3, zusammen 8 Profile gegeben erscheinen, ist der wesentliche Unterschied hervorzuheben, der entstehen kann, wenn aus einzelnen unzureichenden Bohrungen durch Ziehen von Begrenzungen der erbohrten Oberflächen der einzelnen Gesteine mehr oder weniger parallel zur Geländeoberfläche, gegenüber der Wirklichkeit sich ergibt. Die Fehler sind so grell und grob, daß ganz falsche Vorstellungen und falsche Maßnahmen daraus zu folgern sind. Die richtige Anordnung von solchen Bohrungen womöglich

mit dazwischen angelegten Schächten, die noch genaueren und aufzunehmenden Einblick ins Gelände geben, ist von besonderer Tragweite für die ganze technisch geologische Beurteilung der Sachlage.

Die erwähnten zehn Bilder, die nebst entsprechenden Uebersichten auch viele Einzelheiten der Bewegung, wie sie ein Rundgang um die ganze größere Rutschung gewährt, geben, ergänzen sich mit dem Lageplan und den Querprofilen zu einem völlig plastischen Bild des Inneren und Aeußeren des Geländes zur Zeit der Rutschung (Mai 1914). Zur Verdeutlichung der dargestellten vier Einzelbilder sind einzelne Einschreibungen vorgenommen worden.

Im unteren Bild der Tafel XII ist eine Uebersicht des abgerutschten Körpers der südlichen Einschnittsböschung gegeben, und zwar im Sinne der fortlaufenden Stationierung von der viaduktartigen Ueberbrückung (in Tafel XII, oberes Bild, Hintergrund rechts ausgehend) bei *km* 75·3 gegen 75·5, also von West gegen Ost (nach Frankfurt). Links liegen erhöht in Uebereinstimmung mit den Querprofilen (für das zweite Gutachten und den arabisch bezeichneten Bohrungen) die beiden Betriebsgleise, sodann rechts tiefer ein Arbeitsgleis mit einer Ausweiche, darüber das umgestülpte Arbeitsgleis nebst umgeschobenen Rollwagen. Rechts oben ist das staffelförmige Abbrechen der Massen bei größter Einschnittstiefe und das Herausdrängen des Abrutschkörpers aus der ursprünglich ausgeführten Einschnittsböschung bis herab zur Einschnittssohle deutlich. Im Vordergrund rechts ist eine Terrasse nebst Böschungssicherung (Weidenfaschinen) am Böschungsfuß dargestellt. Inmitten des Rutschkörpers liegt die vor den fünf Personen (beim Wort obere) herabführende Betonrinne, deren Einzelheiten (Zusammenschiebungen und Auftreibungen) in anderen Bildern sichtbar werden. Im Hintergrund links ober den fünf Personen sind ausgeführte zwei Abtreppungen in der nicht gerutschten Böschung zum Ausdruck gelangt. (Bild 1 der Reihe.)

Das nicht wiedergegebene Bild 2 enthält nebst der Abbruchwand (Rutschfläche, besser gesagt Trennfläche) noch die den Rutschkörper seitlich begrenzten sekundären Trenn- oder Rutschflächen.

Bild 3 gibt Einzelheiten der herausgeschobenen Gleitmasse aus größerer Nähe wie Bild 2.

Im auf Tafel XIII wiedergegebenen oberen Bild (4) ist nebst den steilen Abrißflächen unter dem Bruchrand die stärkere Bewegung der Innenschollen gegen die Außenschollen unter mannigfachen Gleitflächenbildungen, so daß B mehr als A, B_1 mehr als A_1 zur Tiefe wanderte, sehr deutlich zu sehen und dabei auch das Bergseitsneigen der auf diesen Abtreppungen stehenden Waldbäume.

Das nicht reproduzierte Bild 5 zeigt oben die parallelepipedischen Risse im Gleitkörper, unten die bogenförmigen, klaffenden Zerrungsrisse nebst Streifungen sowie die teilweise zusammengeschobene, teilweise auseinandergezerrte Wasserrinne.

Bild 6 gibt links neben der sekundären Trennungs- oder Abrißfläche die mannigfach gebogenen eng gescharten Sprünge; schön erscheinen auch die übrigen Rißbildungen, besonders die Parallelepiped-

spalten ganz oben; noch deutlicher werden die Einzelheiten auf dem reproduzierten Bild 7 auf Tafel XIII unten.

Das auf Tafel XII oben gegebene Bild 8 zeigt das Hervordrängen des Rutschkörpers aus der bestandenen regelrechten Böschung durch die angedeuteten Pfeile, und zwar in einer Aufnahme von Ost gegen West und die zwei Terrassen vom Uebersichtsbild 1 verdeutlicht.

In dem mir vorliegenden Bild 9 ist der oberste Abrißrand von Ost gegen West, die steile Abbruchfläche gegeben, während in Bild 10 die an einer aufsteigenden Fläche hervordrängende Gleitmasse sich sehr deutlich abhebt.

Ueber den Erfolg der Maßnahmen ist Nachstehendes anzuführen[1]): Bei *km* 75·2 hat sich ein dreieckiger Ausschnitt in der Böschung gezeigt, indem in dem fertig ausgearbeiteten Einschnitt rund 1000 m^3 abrutschten; März 1918 herschte vollständige Ruhe an dieser Stelle. — Bis jetzt in diesem Frühjahre sind größere Rutschungen nicht mehr eingetreten; kleinere Ausbrüche mit je 50 bis 100 m^3 sind an drei Stellen vorgekommen. Es wird jetzt etwas Weiden-Faschinen-Packwerk aufgebracht, mit Pfählen an die flache Böschung genagelt und das Material wieder einplaniert. Teilweise ist dieser Boden gar nicht bis zum Graben herabgekommen, sondern in der halben Böschung hängen geblieben. Zwischen *km* 76·1 und 76·3 waren die Hauptursache der Rutschungen Quellen, die anfangs nicht richtig abgeführt wurden. An dieser Stelle wurde nahezu der ganze über dem blauen Ton liegende Sand — soweit er nicht schon abgerutscht war — heruntergearbeitet und auf der blauen Tonoberfläche selbst eine flache Böschung 1 : 3 bis 1 : 4 hergestellt. Von dem höchsten Tonbodenpunkt an bis zur Geländeoberfläche ist (im Sand) $1^1/_2$ malige Böschung angelegt und sind vom Fuß dieser Böschung Entwässerungen für Quell- und Niederschlagswasser bis in den Bahngraben geführt, die bei Regen und Schneeschmelze viel Wasser bringen. Auch hier haben sich keine Rutschungen mehr gezeigt.

Klassifikation loser Massen.

Handelt es sich bei den vorstehend dargestellten Massenversetzungen um solche hauptsächlich an vorhandenen Flächen entlang und nur dort, wo der Abriß oben und das Auftreiben unten sich bemerklich machte und eine gewisse Zahl sich erst bildender Schalen oder Abruchflächen, beziehungsweise aufsteigender Harnische, so treten anderseits, wie bereits erwähnt, im Moränen- und verwandten Material selbst tiefgründige Rutschungen bis Fließungen ein. Da hierbei nicht nur die mechanische Zusammensetzung, sondern auch der Einfluß des Wassers auf die Bestandteile selbst und sonstige Beschaffenheit einschließlich der Herkunft der Grundstoffe ausschlaggebend ist, so ist die Aufstellung eines rationellen Klassifikationssystems für alle losen Massen ein schon lange gefühltes Bedürfnis für diesen Zweig der praktischen Geologie. Ausdrücke wie humoser Sand oder Ton, sandiger Lehm oder Letten u. dgl. umfassen

[1]) Fölsing, Briefliche Mitteilung vom 11. März 1918.

Materialien verschiedenster Eigenschaften, so daß notwendige praktische Vergleiche eines bestimmten Vorkommens mit einem anderen und daraus zu ziehende wichtige Folgerungen meist unmöglich erscheinen. Aber auch für eine erschöpfende einschlägige wissenschaftliche Untersuchung der Materialien, unter anderem auch als Ausgangspunkt für weitere Forschungen usw. bedarf es gewiß in großem Maße einer genaueren Charakterisierung der verschiedenen Gesteinsstoffe als bisher, um zwischen diesen in der Praxis unterscheiden zu lernen. In der Agrogeologie und in der Bodenkunde haben Simon Johansson[1]), Björlykke[2]) und andere in Beispielen auch auf dies Bedürfnis eindringlich hingewiesen. Die überhaupt in Betracht kommenden Materialien müssen immer mehr individuell in ihren maßgebenden Eigenschaften und den daraus hervorgehenden Folgerungen für einen bestimmten Zweck zu erkennen sein. Mit der Klasseneinteilung in der Bodenkunde, insbesondere jener von S. Johansson, der hier gefolgt werden soll, ist zwar noch nicht allen Bedürfnissen des Tiefbaues entsprochen, so insbesondere auch nicht im Verhalten von steinigen Beimengen größer als 20 *mm* (Kiesel, abgerollte, kantengerundete und eckige Schotter und Trümmer u. dgl.), doch gibt sie bereits sehr wertvolle Anhaltspunkte, die nur weiter durch Versuche und Vergleiche auszubauen sind, in der Beurteilung. Ueber Klasseneinteilungen sind noch verschiedene Ansichten vertreten. Nach Björlykke spricht sich Hall folgendermaßen darüber aus: „Die Klassifikation, die angenommen werden kann, muß eine sein, die auf die physikalische Textur der Bodenarten basiert ist, wie eine solche bereits in den allgemeinen Benennungen Ton, Lehm, Sand usw. zur Verwendung kommt." Seit die Untersuchungen auf größere Gebiete mit verschiedenen klimatischen Verhältnissen sich erstreckten, zeigten sich in den Böden gleicher mechanischer Zusammensetzung große Verschiedenheiten; doch ist das Umstaltungsvermögen des Klimas nicht so groß, daß nicht auch andere Einflüsse gleichzeitig zur Geltung gelangen. So die Beschaffenheit des Ausgangsmaterials. Umsetzungs-, Umschlämmungs- und Verwitterungsergebnisse aus verschiedenen Sandsteinen, Kalken, Mergeln, Graniten usf. werden verschiedene Eigenschaften bedingen. Dabei wird aber die mechanische Zusammensetzung zu berücksichtigen sein, denn ein Sand muß andere Eigenschaften zeigen als ein Ton, in welchem Klima sie auch auftreten. Deshalb sind bei einer Einteilung der Bodenarten alle diese Faktoren und vielleicht auch noch andere zu berücksichtigen, um ihre Natur in allen Einzelheiten zu kennzeichnen. Ein solches zusammengesetztes Klassensystem hat Coffey[3]) für die Vereinigten Staaten aufgestellt und wurde dasselbe sowie das Atterberg'sche zum Teil

---

[1]) Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt. Sveriges Geologiska Undersökning, Årsbok 7 (1913), Nr. 3, S. 96 ff. Auf die einschlägigen Arbeiten von A. Atterberg und S. Johansson muß auf die Internationalen Mitteilungen für Bodenkunde und die Jahrbücher der Schwedischen Geologischen Landesanstalt verwiesen werden.

[2]) Moderne jordbundsgranskning. Kristiania 1912.

[3]) G. N. Coffey, A study of the soils of the United States. U. S. Dep. of. Agric., Bureau of Soils, Bull. 85, 1913.

hier verwendet. Hilgard[1]) hebt die Erwünschtheit einer unmittelbaren Bestimmung der physikalischen Eigenschaften hervor und hat Atterberg[2]) versucht, die mechanische Analyse durch eine unmittelbare Bestimmung der physikalischen Eigenschaften Festigkeit und Plastizität und eine Charakterisierung nach diesen überflüssig zu machen. Frosterus[3]) hat die Schrumpfung der Bodenstoffe bestimmt, doch ist dieselbe im Wesen gleich der Atterberg'schen Plastizitätszahl, indem die erstere den Unterschied zwischen den Wassergehalten der Normalkonsistenz und dem sogenannten Umschlagspunkt gibt und die letztere zwischen Fließgrenze und Ausrollgrenze[4]). Atterberg hat in der Tongruppe Unterschiede gemacht nach den Größen und Ueberwiegen der kleinsten Teilchen, ob ein Material den „Motonen" oder den „Schlufftonen" zuzurechnen; es ist deshalb auch keine völlige Uebereinstimmung der Eigenschaften innerhalb jeder Klasse zu erwarten. Es ist vorgekommen, daß ein Stoff einen von dem der Klasse abweichenden Typ der sogenannten Festigkeitskurve (aus Wassergehalt und Belastung konstruiert) aufweisen kann, wobei die Abweichung nicht so sehr darauf zu beruhen braucht, daß die Partikel anders geformt oder anderer mineralogischer Zusammensetzung sind, obschon diese Umstände naturgemäß auch wirken, sondern die Ursache liegt gewöhnlich in dem weitgesteckten Umfang der Tongruppe, indem sie Körner zu weit verschiedener Größen und damit verschiedener Eigenschaften umfaßt. Die Folge hiervon ist, daß bei einem hohen Prozentsatz Ton, die Tonpartikel nahe der Schluffgrenze liegen können, so daß die Eigenschaften der Schluffböden vorwalten. Bei einer weiter getriebenen Zerteilung würden wahrscheinlich mechanische Analyse und die physikalischen Eigenschaften in bessere Uebereinstimmung kommen. Doch erscheint dies praktisch schwer durchführbar; teils würde ein Schlämmen mit einer Absetzungszeit von 64 Stunden, wo Teilchen bis herab zu 0·0006 *mm* abgeschieden werden, zuviel Zeit beanspruchen, um für praktische Zwecke zu dienen, teils ist es schwierig, bei der gegenwärtigen Präparierungsmethode: Bürsten, diese feinen Teilchen von anhaftenden Tonpartikeln freizubekommen. — Da die Natur der Humusstoffe sozusagen der der Tone entgegengesetzt ist, indem sie Festigkeit und Plastizität herabsetzen, so sind die humusreichen Böden abgesondert worden, da sie nicht in das System passen. Ein humoses Material, das den physikalischen Bestimmungen nach als ein Lehm zu betrachten ist, kann möglicherweise beim Schlämmen die Zusammensetzung eines humosen schweren Tones geben.

Johansson hat seiner Einteilung noch andere physikalische Eigenschaften zugrunde gelegt, die für die Materialien noch charakteristischer sind und die auch genauer bestimmbar sind. Obschon die Festigkeitskurven am aufschlußreichsten erschienen, stehen ihrer praktischen

---

[1]) Hilgard, Soils, London 1906, S. 101 ff.

[2]) Intern. Mitt. f. Bodenkunde.

[3]) La Pédologie 1912, Nr. 4, S. 25.

[4]) Näheres in: S. Johansson a. a. O. S. 99 usw. Atterbergs Terminologie besteht in: Kies 20—2 *mm*, Sand 2—0·2, Mo (sprich: Mu) 0·2—0·02, Schluff 0·02—0·002, Ton < 0·002 *mm* Korngröße.

Anwendung Schwierigkeiten entgegen. Anstatt dessen ist die Festigkeit an den Punkten der Kurve gewählt, welche am charakteristischsten erscheinen, nämlich am Umschlagspunkt (Zähigkeit) und bei Trockenheit, wobei auch die Lage des Umschlagspunktes ein wichtiges Merkmal darstellt.

Die unmittelbare Untersuchung erfolgt durch Formung zweier Prismen, möglichst nahe der Ausrollgrenze, wobei eines zum Trocknen hingestellt wird und der Bestimmung der Festigkeitszahl dient. Ein abgeschnittenes, gewogenes Stück des anderen Prismas wird für die Bestimmung des Umschlagspunktes, der Prismarest selbst für die Erhebung der Zähigkeit benützt. S. Johansson hat in neuerer Zeit noch ein verbessertes Verfahren benützt[1]). Ist der Wassergehalt am Umschlagspunkt bekannt, so ist zu berechnen, wieviel der übrige Prismateil zur Erreichung des Umschlagpunktes zu wiegen hat[2]). Durch Abwage während des Trocknens ist der Umschlagspunkt bestimmbar, falls derselbe nicht aus dem Farbenumschlag sich ergibt.

Unter Umständen kann bei untereinander nahe verwandten Materialien, also Untersuchungen aus einem beschränkten Gebiet, es für die Klassifizierung genügen, nur einige wenige Typen durch Schlämmung und Bestimmung der physikalischen Konstanten vollständiger zu behandeln. Der Platz der übrigen ergibt sich dann hinreichend genau allein durch Bestimmungen der Lagen des Umschlagpunktes und der Fließgrenze.

Es wäre wünschenswert, eine Klasseneinteilung auf einfache und leicht ausführbare Bestimmungsverfahren, womöglich auf dem Felde zur Anwendung kommende, zu gründen; insbesondere zur Bestimmung des Zähigkeitsgrades. Johansson ging in folgender Art vor. Ein kleiner Erdklumpen wird in einer Porzellanschale mit einigen Tropfen Wasser aus einer mitgebrachten Flasche angefeuchtet, mit einem Spatel zu einem homogenen Teig verarbeitet. Dann wird ein Teigstück zwischen den Fingern gerollt und geknetet, bis er so trocken erscheint, daß er seine Plastizität, verliert d. h. an den Umschlagspunkt gelangt ist; die mittels des Gefühls geschätzte Härte des Klumpens in diesem Augenblick gibt ein Maß für die Zähigkeit. Die extraschweren Tone geben Erdklumpen, die hart, fast steinhart sind, während die leichten Lehme sich weich anfühlen. Ist das Verfahren auch subjektiv, so läßt sich doch bei einiger Uebung ziemlich sicher entscheiden, zu welcher Zähigkeitsklasse ein bestimmtes Material zu stellen ist. Zur zeitweiligen Auffrischung seines Gefühlsgedächtnisses, falls gegebenenfalls eine Unsicherheit möglich, werden Proben verschiedener im Laboratorium festgestellter Zähigkeitsgrade mitgeführt und das fragliche Material mit diesen vergleichen.

[1]) A. a. O. S. 101, Note 1.

[2]) Das Gewicht des Prismas am Umschlagpunkt ist

$$P_o = \frac{(100 + F_o)\ P_b}{100 + F_b},$$

wobei F_o = Wassergehalt beim Umschlagspunkt, F_b = Anfangsfeuchtigkeit und P_b = Anfangsgewicht des Prismas ist.

Die auf Seite 456 und 457 befindliche Klassengruppierung ist auf die Zähigkeit und Lage des Umschlagpunktes als klassifizierende Eigenschaften gegründet. Nebst diesen Ziffern werden auch die Festigkeitszahl sowie die Größe des Plastizitätsgebiets (Unterschied zwischen Fließgrenze und Umschlagspunkt) und die Plastizitätszahl (Unterschied zwischen Fließgrenze und Ausrollgrenze) vorgeführt. Hinsichtlich der mechanischen Zusammensetzung ist auf die Analysenzahlen von Atterberg und Johansson zu verweisen.

Es bedarf natürlich noch vieles so z. B. die Solifluktionsfrage nach weiterer Studien der Verhältnisse in der Natur jetzt und früher unter gleichzeitiger Behandlung von Laboratoriumsversuchen. Sie hängt mit der noch nicht gelösten und an Voreingenommenheiten leidenden Frage der Art, Ursache und Größe des Quellens und Nichtquellens verschiedener Stoffe zusammen.

Jene Bodenmaterialien, welche trocken keine Festigkeit zeigen, sind zur Klasse: reine Sandböden vereinigt. Jene mit unbedeutender Festigkeit sind als tonhaltige Sandböden oder auch Schluffböden bezeichnet. Auch eine unbedeutende Tonbeimengung eines Sandes besitzt das Vermögen, denselben fester zu machen, sowie auch der feuchten Masse wenigstens etwas von den plastischen Eigenschaften zu erteilen, so daß sie sich zäh und formbar anfühlt, sogar, wenn auch schlecht, ausrollbar erscheint, während reinem Sand jede Plastizität fehlt. Selbst ein geringer Prozentsatz Ton ändert die Eigenschaften des Sandes im übrigen, macht ihn geringer durchlässig und erhöht seine Wasserkapazität. Die Schluffböden sind infolge ihrer Feinkörnigkeit mit dem bloßen Auge von den tonhaltigen grobkörnigeren Sandböden unterscheidbar. Die Lehme sind in leichte Lehme mit einer Zähigkeit bis 10 und schwere Lehme mit einer Zähigkeit zwischen 10 und 15 geteilt; in jeder dieser Abteilungen kommen zwei verschiedene Kurventypen vor. 16⁰/₀ für den Umschlagspunkt hat sich als Grenze beider Klassen ergeben. Den Klassen der Schlufflehme zugehörige Böden werden seltener in der Natur getroffen, wo sie gleich den Schluffböden als Fließlehme erscheinen. Sie werden am besten an der schaukelnden Bewegung des angefertigten Teiges durch einseitiges wiederholtes Drücken erkannt.

Bei Zähigkeit über 15 erhalten die Materialien eine so hochgradige Plastizität, daß sie als Tone bezeichnet werden, die in zwei Klassen: sehr schwere und extraschwere Tone, erstere mit einer Zähigkeit zwischen 15 und 25, letztere mit noch höherer Zähigkeit, geteilt erscheinen; Materialien zwischen Zähigkeit 4 und 15 sind Lehme.

Die Böden inner jeder Klasse zeigen einen gleichartigen Typus der Kurven und dazu ähnliche mechanische Zusammensetzung, doch müßen naturgemäß auch Uebergänge sich zeigen. Als Uebergangsformen von der Mo- zur Schluffserie sind Bodenarten aufgestellt, die einen niedrigen Umschlagspunkt haben in Uebereinstimmung mit den Verhältnissen bei der Moserie, welche aber in Uebereinstimmung mit den Materialien der Schluffserie eine verhältnismäßig niedrige Festigkeitszahl besitzen, was darauf deutet, daß die hierhergehörigen Uebergänge unsortierte Böden sind, eine Mengung

Klasseneinteilung humusfreier und -armer Bodenmaterialien.

Klasse I. Reine Sandböden. Keine Festigkeit; keine Plastizität.

Klasse II. Tonhaltige Sandböden. Festigkeitszahl > 0; Zähigkeit < 4.

	Zähigkeit	Umschlags-punkt	Plastizität umgerechnet	Plastizitäts-zahl	Fließgrenze	Festigkeits-zahl	Mechanische Zusammensetzung				
							Sand	Mo	Schluff	Ton	Humus
Nr. 258. Schwemmsand von Kalmar	0·3	19·0	0	0	19	2·4	32·4	59·2	2·0	5·8	0·6
Nr. 301. Molehm von Wassmolösa	1·0	17·0	3	0	20	26	4·6	70·2	16·6	8·4	—
Nr. 109. Molehm von Svartingstorp	2·0	16·0	2	0	18	36	1·3	72·6	11·7	14·4	—
Nr. 107. Molehm von Blekinge (kaolinhältig)	2·5	16·4	7	0	23	16	21·1	45·3	19·6	14·0	—
Nr. 361. Molehm von Böhmen	2·5	15·0	6	0	21	26	36·8	32·2	14·7	16·4	—
Uebergangsform von Klasse II auf III											
Nr. 185. Moschlufflehm; Fließlehm von Johannishus, Blekinge	3·5	18·4	7	2	24	34	—	28·4	50·4	21·0	0·2
Klasse III. Schluffböden.											
Festigkeitszahl > 0; Zähigkeit < 4.											
Nr. 90. Fließlehm, Ramsjö	2·1	18·2	0	0	19	1·4	2·4	40·8	46·2	9·3	1·3
Nr. 328. Fließlehm, Värmland (fließt wie Sirup in Gräben)	2·5	22·0	0	0	22	5·4	—	25·5	58·5	16·0	—
Nr. 117. Moschlufflehm, Småland	2·5	17·4	4	0	21	6·5	0·7	32·5	48·0	18·8	—
Nr. 363. Molehm, Böhmen	2·5	18·3	8	0	26	11	25·1	40·8	15·3	19·0	—
Nr. 111. Fließlehm (Schlufflehm) Forse . . .	3·5	20·8	3	0	24	16	—	12·0	56·0	32·0 nur 7·2 „Ton“	—
Klasse IV. Leichte Molehme.											
Zähigkeit 4—10; Umschlagspunkt unter 16.											
Nr. 95. Lindby, Öland	6·0	16·0	12	7	—	48	2·8	54·0	21·4	21·8 [1])	—
Nr. 307. Kulltorp, Wassmolösa	7·0	11·5	10	6	22	59	13·8	48·6	30·2	17·5	—

Uebergangsform von Klasse IV auf V.											
Nr. 274. Ekenäs, Värmland	4·5	15·2	11	8	26	18	3·0	48·0	27·9	29 1	—
Nr. 124. Moschlufftone, Ölbestorp, Kalmar	8	15·0	17	14	23	31	—	21·3	52 1	26·5	—
Nr. 168. Moschlufftone, Hafdhem, Gottland	8·5	14·3	15	9	29	31	—	24·4	43·7	31·9	—
Klasse V. Leichte Schlufflehme.											
Zähigkeit 4—10; Umschlagspunkt über 16.											
Nr. 231. Schlufftone, Vasbo, Dalama	6·0	21·0	10	5	31	23	—	5·1	50·1	43·4	1·4
Nr. 275. Hägsrum, Sundsval (Uebergangsformen zu den Schlufftonen)	9·0	21·2	14	9	35	34	—	4·4	33 0	62·3	—
Klasse VI. Schwere Molehme.											
Zähigkeit 10—15; Umschlagspunkt unter 16.											
Nr. 163. Ugerup	11	13·6	12	9	26	39	—	36·6	29·8	33·6	—
Klasse VII. Schwere Schlufflehme.											
Zähigkeit 10—15; Umschlagspunkt über 16.											
Nr. 161. Mulde, Gottland	15	18·0	17	10	33	22	—	8·7	40·7	50·6	—
Uebergangsform zu Klasse VII.											
Nr. 85. Saltkällan, Bohuslän (Erdrutsch)	22	17·6	24	16	37	49	—	21·0	22·1	54·9	0·9
Klasse VIII. Sehr schwere Tone.											
Zähigkeit 15—25.											
Nr. 166. Hyllinge	17	14·9	19	14	35	55	—	9·5	33·5	57·0	—
Klasse IX. Extraschwere Tone.											
Zähigkeit über 25.											
Nr. 309. Kulltorp, Wassmolösa	27	11·5	25	15	31	94	4·1	20·2	34·3	41·4	—
Nr. 162. Ugerup	28	14·6	36	20	50	93	—	13·3	16·7	69·4	0·6
Nr. 164. Hyillnge	30	12·4	41	27	53	75	—	5·2	27·0	67 8	—
Nr 121. Svedala	35	21·1	29	17	41	94	—	12 3	32·2	54·2	1·3

[1]) Weitere Zerlegung dieser ganzen Reihe nach unten wahrscheinlich zum Teil noch möglich.

der Korngruppen Mo und Schluff zudem tonarm sind, was die mechanische Analyse zeigt. Desgleichen können Uebergangsformen von der Schluff- zur Moserie dort eintreten, wo der Gehalt an wirklichem „Ton“ (im Sinne Atterbergs und Johanssons) bedeutend genug wird, um dem Material große Festigkeit zu geben.

Darstellung der Tone durch Verteilungskurven mittels automatisch registrierbarem Verfahren.

Für viele Fragen bei den losen Bodenablagerungen stehen nur sehr mangelhafte Kenntnisse betreffs Zusammensetzung, physikalischer und chemischer Natur, dann auch Struktur und Korngröße der verschiedenen Sedimente zu Gebote. Auch, wie bereits erwähnt, ist die gebräuchliche Nomenklatur mit Mängeln behaftet. A. G. Högbohm [1]) hat dies hervorgehoben und dabei auf die unzureichenden Analysenverfahren und die daraus entstehenden Uebelstände für die praktische Beurteilung hingewiesen. Sven Odén [2]) hat deshalb versucht, teils neue Arbeitsverfahren zum Studium der Sedimente auszuarbeiten, teils ältere Analysenmethoden und ihre Wirkungsweise wo tunlich genauer aufzustellen.

Bei der Definition des Begriffes „Ton“ in der geologischen und bodenkundlichen Literatur wird verschiedenen Bestrebungen begegnet, die charakteristischen Eigenschaften der Tone an gewisse Stoffe zu knüpfen, welche die vorherrschenden Bestandteile sein und mit verschiedenen Verunreinigungen gemengt die natürlichen Tone in allen Stufen ausmachen sollen. Früher wurde als wesentlicher Bestandteil das wasserhaltige Aluminiumsilikat (Kaolin), dann wurden die „Bodenzeolithe“ und zuletzt die „Bodenkolloide“ betrachtet. Grundsätzlich hiervon verschieden ist die Ansicht Halls [3]), nach welcher nicht die chemische Natur, sondern nur der Feinheitsgrad der integrierenden Stoffe ausschlaggebend erscheint und haben sich im wesentlichen A. Atterberg und S. Odén angeschlossen. Letzterer hat folgende Erklärung aufgestellt: Tone sind solche disperse Gebilde von Mineralfragmenten, in welchen Teilchen kleiner als 2μ (Mikron) vorherrschen. In der physikalischen Chemie werden als disperse Gebilde solche zweiphasige Systeme bezeichnet, wo der eine Bestandteil, beispielsweise die feste Phase (hier die Mineralteilchen) in fein zerteilter (disperser) Form vorkommt und im anderen Teil, dem Dispersionsmittel (z. B. Wasser) verteilt ist. Bei den Tonen überwiegt die disperse Phase und das Dispersions-

[1]) Om nomenklaturen för våra lösa jordslag. Geol. Fören. Förh. (Stockholm) 1902, S. 174—192.

[2]) Studien über Tone. 1. Allgemeine Einteilung zur Chemie und physikalischen Chemie der Tone. Upsala 1916. 2. Automatisch registrierbare Methode zur mechanischen Bodenanalyse. Upsala 1918. (Wird fortgesetzt.)

[3]) The Soil. London 1912, S. 34 ff.

mittel (Wasser, Wasserdampf und Luft) ist nur als Füllung der Zwischenräume der Mineralkörner zu betrachten. Die Tone sind im Gegensatz zu den meisten anderen kolloiden Systemen hochgradig ungleichkörnig. Immerhin wird auch die chemische Beschaffenheit eine Rolle spielen.

Odén hat die älteren Theorien über die Tone gedrängt und summarisch bis zur modernen Kolloidchemie des letzten Jahrzehntes zusammengefaßt[1]. —

Da also die Tone durch die geringe Größe ihrer Teilchen charakterisiert sind, so war die Bestimmung des Grades dieser Zerlegung eine Aufgabe der mechanischen Bodenanalyse gewesen. Aus praktischen Gründen mußte sich die Aufteilung auf eine beschränkte Zahl von Fraktionen erstrecken. Zwei Materialien können nahe die gleichen Analysenziffern der mechanischen Bodenanalyse aufweisen und trotzdem in der Kornbeschaffenheit sehr verschieden sein, somit werden auch ihre physikalischen Eigenschaften verschieden sein. Deshalb blieb auch die Klassifikation nach der mechanischen Analyse unzweckmäßig, die alle Teilchen kleiner als 2μ als Ton bezeichnet. Weil nun diese kleinsten Teilchen eben die charakteristischen Bestandteile der Tone sind, bei den verschiedenen Tonen aber ganz verschieden klein sein können, so ist auf die Charakterisierung der kleinsten Teile der größte Wert zu legen. Die Ermittlung der Verteilung oder die jeder Teilchengröße entsprechende Gewichtsmenge oder Teilchenzahl erscheint daher höchst wünschenswert. Da Odén entstehungsgeschichtlich und bei analytischen Untersuchungen die Teile in Beziehung zum Wasser bringt, so hat er den Vorschlag gemacht, unter Aequivalentradius eines Teilchens den Halbmesser einer gedachten Kugel aus gleichem Stoff anzunehmen, die in einer Flüssigkeit mit gleicher Geschwindigkeit wie das Teilchen sinkt. Sowohl Cl. Maxwell als auch Odén drücken die Teilchenmenge als eine kontinuierliche Funktion des Aequivalentradius durch die Verteilungskurve graphisch aus, indem als Abszisse der Aequivalentradius und als Ordinate die Prozente der Probe aus Teilchen größer als dieser Aequivalentradius aufgetragen erscheint. Die graphische Funktion fällt von 100 für das kleinste Partikel bis Null für das größte Teilchen der Tonprobe; wo die Kurve horizontal, sind in diesem Teilwert keine Teilchen vorhanden. Sollte jedes Teilchen dargestellt sein, müßte, streng genommen, die aufzutragende Linie treppenförmig erscheinen, da es immer zwei Werte geben wird, zwischen denen keine Teilchengrößen vorhanden. Tatsächlich sind aber solche Zwischenwerte von millionstel Prozenten ohne Belang und die Verteilungskurve zeigt kontinuierlichen Verlauf. Meist erscheint es besser und übersichtlicher für die Anschauung der Mengenverhältnisse die Teilchenmenge nicht als eine Gerade, sondern als Fläche auszudrücken: Odén trägt als Abszisse den Aequivalentradius auf, als Ordinate hingegen eine derart beschaffene Größe, daß sie, mit einem Teilstück der Abszissenachse multipliziert, eine Fläche gibt, welche die Teilchenmenge in dem betreffenden Abs-

[1]) Odén a. a. O. 1. S. 178 ff.

zissenintervall ausmacht. Danach erscheint die Teilchenmenge durch ein Integral und es wird die Teilchenmenge zwischen zwei Halbmessern die Fläche zwischen Abszissenachse und den diesen entsprechenden Ordinaten bis zur Kurve. Zweckmäßig wird die Berechnung derart durchgeführt, daß die Gesamtfläche 100 Einheiten auf Millimeterpapier ausmacht, so daß für die verschiedenen Intervalle nur die Quadrate abzuzählen, um die Prozente zu erhalten. Odén bildet für typischen Ton Kurven ab. Sind aber Teilchen sehr verschiedener Größen vorhanden, so erscheint es bequemer, statt den Halbmesser den natürlichen Logarithmus des Aequivalentradius als Abszisse zu verwenden. In einer Abbildung der Kurve hat Odén durch die Aequivalentradien 1 μ, 10 μ und 100 μ die Ordinaten stärker gezogen, um (nach Altmeister Atterberg) die Gruppen Ton, Schluff, Feinsand und Grobsand zu charakterisieren.

„Eine Bodenablagerung ist somit ein Tonboden, Schluff- oder Sandboden, je nachdem die Hauptmenge in das Ton-, Schluff- oder Sandgebiet fällt."

Doch sind Festigkeit, Plastizität, Wasserdurchlässigkeit usw. nicht bloß durch die Hauptmenge und deren Feinheit bedingt, sondern auch durch die in untergeordneter Menge vorkommenden Bestandteile, somit besonders von Art und Charakter der Verteilungskurven abhändig. Daher charakterisieren die genannten Kurven lose Massen weit vollkommener als die Ziffern der mechanischen Analyse. Zur Ermittlung der Kurven werden die Tone sorgfältig in Wasser aufgeschwemmt und die Geschwindigkeit der Sedimentation bestimmt: Eine Platte dicht über dem Boden des Sedimentiergefäßes wird an einem Wagebalken schwebend erhalten und zeitweilig das Gewicht der niedergefallenen Teilchen (elektromagnetisch-automatisch) erhoben. Die Geschwindigkeit dieser Akkumulation ist nämlich sowohl von Zahl als Größe der Teilchen, somit der Verteilung, abhängig und läßt sich diese daraus berechnen. Aus der Verteilungskurve läßt sich auch die totale Oberfläche annähernd berechnen; ferner läßt sich statt der Teilchenmengen auch die Teilchenzahl als Funktion des Aequivalentradius darstellen, welche Kurve als Häufigkeitskurve zu bezeichnen ist.

Ein Ton aus zuvor chemisch stark umgewandelten Mineralien hervorgegangen, besitzt einen anderen Charakter als ein solcher aus frischem Urgebirgsmaterial. Odén unterscheidet „kristallinischen" und „amorphen" Ton. Die wenig erfreuliche bisherige mechanische Bodenanalyse und Fragen der Sedimentation überhaupt hat nun Odén durch sein automatisch registrierbares Verfahren um einen großen wichtigen Schritt vorwärts gebracht. In seiner unter 2 angegebenen Schrift sind alle Verrichtungen beschrieben und genau in Bildern dargestellt.

Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz.

Von Dr. Hermann Vetters.

Mit 2 Tafeln (Nr. XVIII und XIX).

Einleitung.

Seitens des löblichen Stadtgemeindeamtes der lf. Stadt Retz erging mit Zuschrift des Herrn Bürgermeisters Dr. Tichtl (vom 18. Juni 1914) an den Unterzeichneten die ehrenvolle Einladung, als geologischer Berater an den Vorarbeiten zur Errichtung einer neuen Wasserleitung teilzunehmen. In Begleitung des Herrn Bürgermeisters Dr. Tichtl fand am 26. Juni eine Besichtigung der derzeit in Benützung stehenden unzureichenden Wasserleitung und des Quellgebietes im oberen Altbachtale sowie eine flüchtige geologische Begehung der Umgebung der Stadt in der Richtung gegen Mitterretzbach, Obernalb und Obermarkersdorf sowie den „alten Seeboden“ statt.

Diese Begehung zeigte, daß die vorliegenden geologischen Karten i. M. 1 : 75.000 (Blatt Znaim von C. M. Paul 1891/92, Blatt Oberhollabrunn von J. Czjzek, Lipold und Prinzinger 1851) für die Beurteilung der vorliegenden Frage nicht zureichend genau und detailliert seien. In einer Besprechung mit dem Herrn Bürgermeister und Herrn Gemeinderat Mößmer wurde beschlossen, eine genauere geologische Begehung des in Betracht kommenden Gebietes vorzunehmen.

Die während einer neuntägigen Begehung gesammelten geologischen Daten wurden auf der Karte i. M. 1 : 25.000 eingetragen; die Kopie dieser Karte sowie die entsprechenden geologischen Durchschnitte sind diesem Gutachten als Beilagen angeschlossen.

Schließlich wurden bei Abfassung des Gutachtens neben den zu Gebote stehenden meteorologischen und hydrographischen Daten Angaben über die Wasserstände einiger Brunnen im Stadtgebiete, die chemischen Analysen des Wassers der N.-Oe. Landes-Wein- und Obstbauschule und des Brunnens der Schwach'schen Ziegelei sowie das stenographische Protokoll über die von Herrn Hofrat Prof. G. A. Koch am 21. Juli 1908 gelegentlich der Begehung eines Teiles des Terrains gemachten Aeußerungen (Daten, welche mir das löbl. Stadtgemeindeamt zur Verfügung stellte) dem Studium unterzogen[1]).

[1]) Das Gutachten wurde im August 1914 in der vorliegenden Form abgeschlossen. Einige Ergänzungen (besonders Anmerkungen) wurden bei der Drucklegung hinzugefügt.

1. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Umgebung von Retz.

Retz liegt unmittelbar am Rande des niederösterreichischen Waldviertels, und zwar die landesfürstliche Stadt Retz von Ost nach West ansteigend — (der Bahnhof liegt bei 244 *m*, der Marktplatz 264 *m* Seehöhe) — am Fuße des Golitsch und Kalvarienberges, die Gemeinde Altstadt Retz im allgemeinen etwas niedriger, 240 bis 260 *m* an der Austrittstelle des östlich bei Hofern entspringenden Altbaches.

Das der Stadt benachbarte Hinterland zeigt noch nicht jenen ausgesprochenen Plateaucharakter, wie weiter im Westen (Nieder-Fladwitz usw.), sondern ist ein von kurzen Wasserläufen zertaltes Hügelland mit den Berggruppen Spittelmais (479 *m*) nördlich des Retzer Altbaches; Hardegger Berg (464 *m*) und Große Haide, Mehlsäcke, Kalvarienberg, Golitsch (322 *m*) und Mittelberg (317 *m*) zwischen dem Retzer und Obernalber Altbach; Hofinger Berg (365 *m*) und Hangenstein südlich des letzteren Baches.

Das Bergland wird vom kristallinen Schiefergestein, und zwar hauptsächlich Gneisen aufgebaut, die bald deutlich schieferig, bald mehr dickbankig entwickelt sind und dann ihre Entstehung aus Graniten, die nachträglich infolge des Gebirgsbildungsdruckes geschiefert wurden, deutlich erkennen lassen.

Auf der beigegebenen Karte sind beide Arten, die in der Natur ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen, nicht getrennt worden. Auch die von C. M. Paul südöstlich von Hofern angegebene Einschaltung von Granulit (Weißstein) ist nicht besonders verzeichnet worden, denn in bezug auf die hier zu behandelnde Frage verhält sich das kristallinische Gebiet einheitlich.

Die Gneise zeigen in unserem Gebiete allgemein ein NNO—SSW-Streichen, sind dabei saiger gestellt oder fallen steil nach OSO ein. Ein gleichgerichtetes Streichen zeigen auch die stellenweise auftretenden, hell gefärbten härteren Ganggesteine von granitähnlicher Zusammensetzung (Pegmatit, Aplite usw.).

Ferner folgen auch die meisten der Spalten und Klüfte, welche den Gneis durchsetzen, der NNO—SSW-Richtung. Sie sind meist senkrecht oder doch sehr steil gestellt. Daneben treten hie und da auch Klüfte in W—O-Richtung (z. B. am Golitsch, bei Oberretzbach, an den Haidbergen) oder NW—SO (Hölzelmühle) auf. An diesen Klüften geht vor allem die Zirkulation des Grundwassers im Gneisgebiete vor sich.

Das flachwellige Gebiet östlich von Retz wie auch der Untergrund der Stadt selbst wird von viel jüngeren Ablagerungen, nämlich der oberen Tertiärformation gebildet. Deutlich kann man zwei verschieden ausgebildete Schichtgruppen unterscheiden.

Unmittelbar dem Rande des kristallinischen Gesteinssockels angelagert erscheinen Sande von meist rein weißer, seltener gelblicher Farbe, ihre feinen (0·3 bis 0·5 *mm*) eckigen Körnchen bestehen fast nur aus Quarz, mit spärlichem kaolinisiertem Feldspat und sehr spärlichen Glimmerschüppchen. Sie sind ein vielfach umgelagertes und

ausgewaschenes Verwitterungsprodukt der kristallinen Waldviertelgesteine besonders des Gneises und Granites. Einzelne gröbere Lagen enthalten neben Quarzkörnern noch viel Granit- und Gneisgrus. Auch Lagen von Gneisgeröll sind lokal zu finden (Sandgrube südlich von Obernalb am Westfuße des Neuberges). Einschaltung von tonigen Lagen sind selten, ebenso Verkittungen zu Kalksandsteinbänken und einzelnen Konkretionen durch ein kalkiges Bindemittel, welches dann meist von Fossilienschalen herrührt (z. B. in der tiefen, kellerartigen Sandgrube bei Obernalb zwischen der Schrattentaler und Obermarkersdorfer Straße). Gegen Osten wird der weiße Sand von einer ziemlich mächtigen Schichte von grauen Tegeln und Mergeln überlagert, die an der Grenze gegen den Sand blätterig und ziemlich stark mit Feinsand gemischt sind, in der Hauptmasse aber plastische blaue Tegel darstellen. Ihre obere Partie ist überall in gelben Lehm verwandelt, während in der größeren Tiefe rostgelbe Lagen selten sind. Häufig sind Gipskristalle teils in kleinen (2 bis 3 *cm*) Nestern, teils in 1 bis 2 *cm* dicken Lagen als Ausfüllung von Klüften auftretend. Die Tegel bilden sichtlich die Fortsetzung des südmährischen Schliers.

In den Sanden kommen stellenweise Versteinerungen vor, wie sie aus den Ablagerungen der Ersten Mediterranstufe bei Eggenburg bekannt sind, die also auf Gleichalterigkeit mit diesen Schichten schließen lassen. (Altbach westlich und Sandgrube südlich Obernalb, Hohlweg am Nordfuße des Steinpertz[1]).

Die tertiären Sande greifen vielfach in Buchten zwischen den Gneis ein. So in einer Länge von 2 *km* und Breite von $^1/_2$ bis $^3/_4$ *km* längs des Altbaches und Rustenbaches westlich von Obernalb, mit den nördlichen Seitenbuchten zwischen Golitsch und Mittelberg und westlich des Mittelberges. In dem Hohlwege, der vom Ende Obernalbs (Fachleitner) zum Sattel nördlich des Mittelberges führt, sind die Sande über 1 *km* lang aufgeschlossen.

Umgekehrt ragen auch im tertiären Gebiete noch einzelne Inseln von Gneis auf. So an dem kahlen Riegel, der von Obernalb zum Neuberg (304 *m*) zieht, dann am Steinpertz (294 *m*) und an den gegenüber, westlich der Obermarkersdorfer Straße liegenden Hügel (299 *m*).

Diese Vorkommen bilden einen in der Tiefe zusammenhängenden Riegel, der das Obermarkersdorfer Tertiärbecken im Osten begrenzt. Als unterirdische Fortsetzung des Golitsch, dessen letzte Gneispartie noch im Orte Obernalb selbst ansteht, ist am Altbach zwischen Ober- und Unternalb eine kleine Gneispartie aufgeschlossen.

Nördlich der Altstadt Retz ragt der Gneis in zwei flachen Kuppen beiderseits der Znaimer Straße auf. Eine weitere Partie ist am Steilabfall der Weinberge unterhalb der Landesbahn aufgeschlossen, dann eine noch höher gelegene an den kahlen felsigen Hügeln Strenen und

---

[1]) E. Sueß erwähnt in Sitzungsberichte der Akad. d. Wissensch., Wien 1866, Fossilien von Unternalb. Ich selbst fand Balanen und Ostreenscherben, *Turritella cathedralis Brong.* südlich von Obernalb, *Glycimeris Menardi Desh.*, *Trochus Amedei Brongn.* und Balanen westlich von Obernalb, *Pecten Hornensis Dep. und Röm.*, *Pectunculus sp.* am Steinperz und im Tegel eine kleine (verkümmerte?) *Ostrea gingensis Schloth.* im Hohlwege nordwestlich Unterretzbach.

Blanken (309 *m*). Auch diese Vorkommen hängen offenbar in der Tiefe mit den Ausläufern des Spittelmaismassivs zusammen und bilden einen gegen Ost gerichteten langsam untertauchenden Riegel.

Die oberflächliche Verteilung zwischen den tertiären Sanden und Tegeln ist folgende: Die Sande, das tiefere Schichtglied stehen am Fuße des Gebirges im Gebiete von Retz, Ober- und Unternalb bis zum Steinerpertz und Neuberg zutage an und werden östlich der Linie Unternalb (Ostende) und Bahnhof Retz Einschnitt der Landesbahn bei der Znaimer Straße von den Tegeln überlagert, die nach Osten an Mächtigkeit zunehmen. (Ziegelei Schwach über 22 *m* mächtig!)

Im Obermarkersdorfer Becken sind die Sande auf den Rand am Gneisriegel des Hangenstein und des Hofinger Berges beschränkt und werden weiter südlich von Tegel bedeckt. In der Ziegelei der Gebrüder Köck an der Straße Obermarkersdorf—Hofern sollen nach den erhaltenen Mitteilungen die Tegel zirka 10 *m* mächtig sein, darunter die feinkörnigen Sande folgen.

Nördlich der Gneiskuppe Blanken erscheinen die Sande — die in der Tiefe wahrscheinlich vorhanden sind — vollständig von Tegel bedeckt, der bei Oberretzbach unmittelbar an den Gneis des „Heiligen Steins" anstößt.

Oberflächlich werden auch die Sande ähnlich wie die Tegel von einer Schichte gelben Lehmes bedeckt, die stellenweise ziemlich mächtig wird und ähnlich dem Löß in senkrechten Wänden abbricht. (Hohlwege oberhalb Retz, östliches Ende von Unternalb.) Fast nirgends aber handelt es sich um echten (vom Winde zusammengewehten Löß), sondern meist um einen Verwitterungslehm, entweder einer Verwitterungskruste der Tegel oder vom Wasser zusammengeschwemmten Verwitterungslehm des Gneisgebirges. Bei den über den Sanden lagernden Lehmen sind beide nicht immer mit Sicherheit trennbar. Der letztere Fall scheint der häufigere, doch fanden sich Spuren von grauen Letten (Tegel) am Ostfuß des Golitsch und Nordfuß des Hangensteins.

Die Mächtigkeit der Lehmbedeckung ist sehr verschieden, oft rasch wechselnd, wie im Hohlweg von Obernalb zum Mittelberg, wo der Lehm alte Wasserrisse auszufüllen scheint. (1 bis 5 *m*.) In der Stadt Retz wurde er bei Grundgrabungen in der Nähe des Znaimer Tores zirka 4 *m* stark angetroffen, im Hohlwege oberhalb Retz 4 bis 5 *m*, in der Ziegelei Schwach 2 bis 3 *m*).

Am Rande des kristallinen Grundgebirges ist der Verwitterungslehm stark mit grobem Gneisgrus vermengt und geht in reinen Grus (sog. Bausand) über. Solcher grober Verwitterungsgrus erfüllt auch im Gneisgebiete selbst verschiedene Mulden und buchtenartige Vertiefungen. So die Abhänge der Roßtalen, zwischen den Haidbergen und Mehlsäcken, dann das kurze Tal zwischen den Mehlsäcken und dem NO-Ast des Kalvarienberges (Keilberg der Karte 1 : 75.000), dann am Fuße des Spittelmais das Gebiet der Gräben westlich des Gneisriegels Mazion, das Gebiet der Sonnleiten oberhalb des Mittelberges usw. Auch hier wird der grobe Grussand oft sehr stark lehmig und geht in fast reinen Lehm über, z. B. in dem zweitgenannten Tal, dann

beim Försterhaus gegenüber der Hölzelmühle, in den unteren Roßtalen; selten kommt hier feinkörniger weißer Sand vor (obere Roßtalen).

Dieser Grus stellt ein der Hauptmasse nach sicher ziemlich junges Verwitterungsprodukt des Gneises dar, das sich zum Teil noch heute bildet. In den tieferen Buchten kann es aber auch schon ein höheres Alter (Diluvial bis Tertiär) besitzen.

Der Vollständigkeit halber seien noch die Diluviallehme erwähnt, welche in der Gegend von Nieder-Fladnitz bis Hofern eine flache Bucht des Gneises bedecken.

Dann die groben Gneis- und Quarzschotter, welche über den Tegeln der Fürholzen und bei Obermarkersdorf lagern und anscheinend Reste älterer Flußterrassenschottern darstellen (Diluvial?).

Die jungen Bachalluvionen bestehen, wie zwei Sandgruben beim Friedhofe von Retz zeigen, aus reschem gelbem Sand und groben Gneisgeröllen. Im Gebiete des Gneises scheint Gneisgrus vorzuherrschen.

Im „alten Seeboden“, dann oberhalb von Obernalb sowie unterhalb Unternalbs treffen wir sumpfige Böden an, ebenso auf den Wiesen beim weißen Kreuz an der Hoferner Straße.

Die Lagerungsverhältnisse.

(Vgl. die geologischen Durchschnitte im Maßstabe 1:25.000 auf Tafel XIX.)

Die tertiären Sande senken sich ganz allgemein vom Rande des kristallinischen Grundgebirges erst etwas steiler, dann ganz flach gegen das jungtertiäre Hügelland zu. In der Gegend von Obermarkersdorf gegen SW, sonst allgemein gegen O. Im Gebiete östlich von Retz, welches für unsere Frage von besonderem Interesse ist, findet nicht nur eine solche Senkung von West gegen Ost statt, sondern es senken sich auch von dem Gneisriegel des Neuberg und Steinpertz und des unterirdischen Ausläufers des Golitsch die Sande nach Nordosten; und schließlich von dem Gneisriegel nördlich der Altstadt Retz — welcher Riegel sich wahrscheinlich in der Tiefe weiter unter die Nonnenkutten fortsetzt — flach nach Südwesten. Sie bilden somit eine von drei Seiten geschlossene Mulde, die sich gegen das Gebiet des Stadtfeldes, des „alten Seeboden“ und Altbach-Alluviums vertieft und nach Südosten zu offen ist.

Das Innere dieser Mulde wird von den jungtertiären Tegeln erfüllt, deren Mächtigkeit beim Retzer Bahnhofe nur wenige Meter beträgt, nach Osten rasch zunimmt, z. B. in der „Schwach'schen“ Ziegelei 22 *m* beträgt.

Im Gebiet der Fürholzen Putschandeln und der Hügel an der Landesgrenze oberhalb Retzbachs dürfte in der Tiefe eine ähnliche besondere Mulde vorhanden sein. Die Sande sind aber hier vollständig von Tegel bedeckt, über dessen Mächtigkeit keine genauen Anhaltspunkte vorliegen.

2. Niederschläge, Entwässerung und Grundwasserverhältnisse der Retzer Umgebung.

Niederschläge.

Das Gebiet um Retz ist nicht reich an Niederschlägen. Die in den „Beiträgen zur Hydrographie Oesterreich-Ungarns, Heft X" (herausgegeben vom hydrographischen Zentralbüro des k. k. Ministeriums für öffentliche Arbeiten) mitgeteilte Normalzahl für die Jahre 1895 bis 1905 beträgt **509** *mm* Jahressumme. Prof. E. Stummer berechnete den Durchschnitt für die Jahre 1881—1905 mit **517** *mm*. (Geogr. Jahresber. aus Oesterreich. VII. Wien, Deuticke 1909.) Eine von mir selbst angestellte Berechnung, der die Beobachtungen der Retzer Ombrometer-Station [1]) während der Jahre 1895 bis 1911 zugrunde lagen, ergab eine durchschnittliche Jahressumme von **560** *mm* und die Durchschnitssummen für die einzelnen Monate:

Monat		Quartal	
Jänner	20 *mm*		
Februar	20 *mm*	Winterquartal (XII—II)	80 *mm*
März	31 *mm*		
April	41 *mm*		
Mai	78 *mm*	Frühlingsquartal (III—V)	150 *mm*
Juni	71 *mm*		
Juli	71 *mm*		
August	64 *mm*	Sommerquartal (VI—VIII)	206 *mm*
September	58 *mm*		
Oktober	35 *mm*		
November	30 *mm*	Herbstquartal (IX—XI)	123 *mm*
Dezember	40 *mm* [2])		

Die geringen Niederschläge der Wintermonate, besonders die geringen Schneefälle sind für unsere Frage von Wichtigkeit, denn bekanntlich kommen für die Speisung des Grundwassers diese Niederschläge weitaus mehr in Betracht als die der Sommermonate, wo die

[1]) Mitgeteilt im Jahrbuche des hydrographischen Zentralbüros und im Jahrbuche der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Die Beobachtungen führte bis 1895 Herr Fachlehrer Fr. Müllner aus, dann die Direktion der N.-Oe. Landes-Wein- und Obstbauschule. Herr Fachlehrer Müllner stellte mir auch die von ihm entworfenen graphischen Darstellungen der Pentaden-Durchschnitte zur Verfügung, denen ich viele Beobachtungsdaten entnehmen konnte.

[2]) Unter Zurechnung der Niederschläge der Jahre 1912 und 1913, welche bei Abfassung des Gutachtens noch nicht veröffentlicht waren, ergibt sich ein Jahresdurchschnitt von 556 *mm* und folgende Monatsdurchschnitte: Jänner 19·9 *mm*, Februar 19·6 *mm*, März 29·6 *mm*, April 38·4 *mm*, Mai 77·78 *mm*, Juni 70 *mm*, Juli 81·1 *mm*, August 64·2 *mm*, September 58·2 *mm*, Oktober 33·3 *mm*, November 30·3 *mm*, Dezember 32 *mm* und folgende Quartalsdurchschnitte: Winter 71·5 *mm*, Frühling 145·8 *mm*, Sommer 215·3 *mm*, Herbst 121·8 *mm*.

Verdunstung und das Aufsaugen durch die Vegetation den größten Teil der Niederschläge verbraucht.

Dann muß schließlich noch darauf Bedacht genommen werden, daß auch extrem trockene Jahre und Monate vorkommen, Monate mit Niederschlägen weit unter 10 *mm* (z. B. November 1897: 3 *mm*, Dezember 1897: 6 *mm*, September 1900: 1 *mm*, November 1902: 2 *mm*, Oktober 1908: 2 *mm* usw.) und Jahressummen wie 1908: 335 *mm*[1]).

Man wird daher bei der Wasserversorgung weitaus größere Quellgebiete heranziehen müssen, als nach der Durchschnittsjahressumme nötig wäre, um vor unliebsamen Enttäuschungen bewahrt zu bleiben.

Entwässerung.

Die Entwässerung des Gebirgslandes erfolgt durch den Retzer Altbach, den Obernalber Altbach, in den bei Obernalb der Rustenbach und bei Unternalb der Alschbach mündet. Die Wasserscheide zwischen beiden Gebieten verläuft nördlich von Hofern über die Große Haide, Kalvarienberg und Golitsch. Im Gebiete des alten Seebodens findet durch den alten Zuleitungskanal eine Verbindung beider Bäche statt.

Das Gebiet nördlich der Wasserscheide Spittelmais, Mazion, Fürholzen entwässert der Landbach.

Fast alle Bäche sind in trockenen Sommern ohne Wasser. So hatte der Nalber Altbach im Juli dieses Jahres nur etwa 1 *km* unterhalb Hofern bis zum Waldrand spärlich Wasser und lief dann im Gebiete der tertiären Sande trocken, erst die Quellen, welche im Hofe Fachleitner am Ostende von Nalb aus den tertiären Sanden westlich des Golitsch kommen, gaben ihm wieder Wasser. Auch beim Retzer Altbach lag bald unterhalb des weißen Kreuzes das Bett trocken. Das Quellwasser, welches auf der Wiese daselbst zutage trat, versickert bald vollständig in den alluvialen und tertiären Sanden.

Verdunstung und Versickerung.

Von den Niederschlägen gelangt nur ein geringer Teil in den Boden und kommt der Grundwasserspeisung zugute. Die allgemeine Regel, daß je ein Drittel verdunste, abfließe und einsickere, ist unrichtig, der prozentuelle Anteil jeder der drei Gruppen ist lokal sehr verschieden, doch beträgt die Verdunstung für die meisten Stromgebiete mehr als $^3/_4$ der Niederschläge. A. Friedrich (Kulturtechnischer Wasserbau 1907) gibt den Verdunstungsanteil mit 76% der jährlichen Niederschläge an, und zwar für die Wintermonate (XII—II) 35%, Frühling (III—V) 81%, Sommer (VI—VIII) 95%, Herbst (IX—XI) 68% der Quartalsniederschläge. Für das Stromgebiet der March wird im Jahrbuch des hydrographischen Zentralbüros nach den Messungen der Abflußmengen der Jahre 1897 bis 1902 bei Rohatetz der durchschnittliche Abflußkoefizient mit 0·26 angegeben. 74% der Niederschläge beträgt demnach der Verlust durch Ver-

[1]) Februar 1913: 2 *mm*, Dezember 1912: 0 *mm*, Jahressumme 1913: 403 *mm*.

dunstung etc. Eine Zahl, welche der von A. Friedrich angegebenen nahekommt.

Bei Berücksichtigung des Umstandes, daß in Retz die Niederschläge im Winterquartal sehr gering sind, im Sommer viele Gewitterregen die Niederschläge liefern, werden wir bei der Annahme von rund 76% Verdunstungsverlust (einschließlich Verbrauch durch die Vegetation) eher eine zu kleine Ziffer erhalten, denn bei Berechnung der Verdunstung aus obigen Quartalskoefizienten und den früher angeführten Niederschlagsmengen erhalten wir einen Verdunstungsverlust von 77% des jährlichen Niederschlages.

Ueber die Größe des Anteils, welcher oberflächlich den Bächen und Flüssen zufließt und welcher in den Boden einsickert, können, da keine diesbezüglichen lokalen Beobachtungsdaten vorliegen, für die Retzer Gegend keine genauen Zahlen aufgestellt werden.

Aus den oben zitierten Angaben über die Abflußverhältnisse der March bei Rohatetz in den Jahren 1896/97 bis 1901/2 (hydrologisch)[1]) versuchte ich nach der von K. Keilhack[2]) angegebenen Methode die beiläufigen Verhältniszahlen für das Marchgebiet zu berechnen und fand:

Mittlere Abflußmenge	58·79 m^3/sec.
Kleinste Abflußmenge (9. u. 15. Sept. 1902 und 1908)	9·2 m^3/sec.
Durchschnittliche Abflußmenge per Jahr	1853·87 Mill. m^3
Durchschnittliche Niederschlagsmenge per Jahr . .	7205·28 Mill. m^3

Durchschnitt aus der mittleren und kleinsten Abflußmenge auf ein Jahr umgerechnet =

1072 Mill. m^3 = 15% des Niederschlages,

Differenz gegenüber der jährlichen durchschnittlichen Abflußmenge

= 782 Mill. m^3 = 11% des Niederschlages

wovon nach Keilhack die letztere Zahl dem freiabfließenden Anteil, erstere dem Anteil aus der Quellspeisung entspricht[3]).

Diese Zahl von 15% für den Versickerungsanteil dürfen wir aber nicht ohne weiteres auf unser Gebiet übertragen. Hier verhalten sich die verschiedenen Formationen sehr ungleich.

Im Gneisgebiete ist das Gestein selbst sehr wenig für die Niederschläge aufnahmsfähig. (Nach Keilhack 3 *l* per m^3!) Die

---

[1]) Jahrb. hydrograph. Zentralbureau XI. 1903. II. Heft, S. 147.

[2]) K. Keilhack, Grundwasser und Quellenkunde 1912, S. 91: „Wir werden nicht allzusehr daneben greifen, wenn wir das Mittel zwischen Mittelwasser und Niedrigwasser eines Flusses als die Wassermenge ansehen, die dem Flusse durch Grundwasserspeisung zugeführt wird dann ist der Unterschied zwischen dieser auf das Jahr berechneten Wassermenge und der gesamten, vom Flusse im Laufe eines Jahres dem Meere zugeführten Wassermenge gleich dem oberirdisch abfließenden und unmittelbar in die Flüsse gelangenden Anteile der atmosphärischen Niederschläge.

[3]) E. Stummer (siehe oben S. 31) berechnet für das Marchgebiet bis Napajedl: Abfluß = 20%; Aufspeicherung = 14%; für Angern: Abfluß = 8%; Aufspeicherung = 15%. Kommt somit zu ganz ähnlichen Werten für den Versickerungsanteil, und für Angern auch zu dem gleichem Verdunstungskoeffizienten (77%) wie wir ihn oben berechneten

Wasseraufnahme und Zirkulation erfolgt hier der Hauptsache nach an den Klüften und Spalten, an denen das Gestein stellenweise reich ist. Die Klüfte sind aber meist sehr eng, wenig klaffend.

Wir finden daher im Gneisgebiete zahlreiche, aber wenig ergiebige Quellen, die dort zutage treten, wo die Bachtäler diese Spaltensysteme anschneiden. Alle die Quellen beim weißen Kreuz, die Quelle der Hölzelmühle, wie die des gegenüberliegenden Försterhauses hängen mit solchen Spalten zusammen. Auch das Wasser der jetzt in Gebrauch stehenden Wasserleitung kommt an solchen wenig klaffenden Spalten hervor, daher auch die spärliche Wasserführung.

Für das Gebiet des Gneises können wir daher die oben berechnete Zahl nicht anwenden, sondern werden nur mit einer Versickerung von 10% der Niederschlagsmenge rechnen dürfen.

Nur dort, wo in Mulden des Gneisgebirges größere Partien von grobem Verwitterungsgrus vorhanden sind, kann eine starke Versickerung stattfinden und können sich auch kleine Grundwasserreservoire bilden. Ein solches Gebiet sind die Roßtalen, wo sich auch feuchte Wiesen vorfinden, dann die Sonnleiten, wo am Fuß des Mittelberges eine Quelle zutage tritt, dann am Südfuß des Spittelmais oberhalb der Altstadt. Auch der Untergrund der feuchten Wiesen beim „weißen Kreuz“ wird anscheinend von Sanden gebildet, welche als Grundwasserträger fungieren.

Von den tertiären Ablagerungen nehmen die Sande viel Wasser auf und leiten es besonders in den gröberen Lagen leicht weiter. Die Wasseraufnahmsfähigkeit beträgt nach Keilhack für feine Sande wie die unserigen (Korngröße $^1/_3$ bis $^1/_4$ *mm*) 396 bis 400 *l* per 1 m^3. Ueber die Versickerung in Sandböden liegen sehr verschiedene Zahlenangaben vor, so je nach der tonigen Beimischung und auch nach der Vegetation:

27 bis 43% (und selbst 60 bis 80%) der Niederschlagsmengen, so daß wir bei unserer Annahme einer durchschnittlichen Verdunstung von 75%, die Versickerung in den Sanden, dort, wo sie frei zutage treten, mit 20 bis 25% ansetzen dürfen, ohne einen großen Fehler fürchten zu müssen.

Wahrscheinlich ist sie meist weitaus größer.

Das feine Korn, welches die Hauptmasse der tertiären Sande aufweist, hat den weiteren Vorteil, daß die Sande als vorzüglicher Filter wirken. Nach Keilhack genügt bei solchen Feinsanden 20 *m* vertikale oder 400 *m* horizontale Filtration, um die durch Düngung oder Aehnliches bewirkte Verunreinigung des Wassers zu beseitigen.

Die Tegel dagegen sind im großen ganzen wasserundurchlässig. Sie saugen zwar Wasser auf, leiten es aber nicht weiter. Nur dort, wo sandige Zwischenlagen vorhanden sind, trifft man zirkulierendes Wasser an.

Aehnlich wie die Tegel verhalten sich die Lehme; dort, wo sie in größerer Mächtigkeit über den Sanden auftreten, ist daher die Versickerung geringer.

Zu diesem Kapitel sei noch bemerkt, daß das Gebiet der tertiären Sande wie auch des Verwitterungsgruses im Gneisgebiet

größtenteils von Weingärten bedeckt wird. Das häufige Umgraben derselben befördert die Versickerung des Niederschlagswassers. Das Gebiet des Tegels bedecken meist Felder, zum Teil auch gleich den Alluvien-Wiesen. Im Gneisgebiete hat in den letzten Dezennien die Aufforstung große Fortschritte gemacht: Spittelmais, Hardegger Berg, Hofinger Berg, Große Haide usw. sind mit Kiefernwaldungen bedeckt. Kahle Felsen sind nur am Golitsch, Kalvarienberg, Mittelberg, Hangenstein und den Südostausläufern des Spittelmais vorhanden. Der Waldboden im Gneisgebiete ist aber im allgemeinen ziemlich trocken und nicht so sehr reich an Streu, um einen beträchtlichen Einfluß auf die Bodeninfiltration zu nehmen.

Vermutlicher Verlauf des Grundwassers.

Wir erwähnten, daß sich im Gneisgebiete dort etwas größere Grundwassermengen sammeln können, wo stärkere Partien von Verwitterungsgrus oder mächtigere Alluvionen vorhanden sind. Wir erwähnten ferner, daß in trockenen Zeiten die meisten Bäche wasserleer sind, während im Oberlauf noch Quellen fließen. Es bewegt sich somit ein Teil des Quellwassers im Untergrund der Täler weiter, zunächst in den Alluvialablagerungen. Am Rande des Gebirges kann dieses Wasser dann noch weiter in die wasserdurchlässigen tertiären Sande versinken.

Im ersten Abschnitte wurde auseinandergesetzt, daß die tertiären Sande sich sowohl vom Gebirge weg nach Osten und Südosten, wie auch vom Gneisriegel des Steinpertz gegen Nordosten unter die Tegel des Seebodens senken.

Somit ist die Möglichkeit gegeben, daß auch ein Teil des Grundwassers des Obernalber Altbachgebietes nach Nordosten, d. i. in der Richtung Unternalb—Kleinhöflein abfließt.

Ferner sind zwischen der Altstadt Retz und Oberretzbach Spuren eines Gneisriegels vorhanden, der sich weiter gegen Südosten unter die Fürholzen fortsetzen dürfte. Dadurch findet in der Tiefe ein Abstauen des Grundwassers gegen Südosten statt und eine weitere Vermehrung der Grundwassermenge an der tiefsten Stelle der von den Sanden gebildeten Mulde, d. i. im Gebiete zwischen dem Retzer Altbach und dem Seeboden.

Hier haben wir somit das reichste Grundwasser zu erhoffen.

Qualität des Grundwassers in den verschiedenen Gesteinsarten.

Hier sollen nur einige allgemeine Erfahrungen über den Einfluß des Grundwasserträgers auf das Grundwasser angeführt werden. Selbstverständlich muß der Verwendung einer bestimmten Bezugsquelle für die Wasserversorgung die genaue chemische und bakteriologische Untersuchung vorausgehen.

Quellwasser, welches aus kristallinen Schiefern (z. B. Gneis) stammt, ist im allgemeinen arm an mineralischen Bestandteilen und ziemlich weich. Dasselbe gilt von Wässern aus den Alluvien

kristalliner Schiefergebiete. Bekanntlich ist auch das Wasser der derzeitigen Wasserleitung mäßig hart und von vorzüglicher Qualität. Das wird für alle Quellen des Gebietes gelten, sofern keine Verunreinigung von oben oder der Seite her stattfindet, wie z. B. derzeit im Brunnen des Forsthauses gegenüber der Hölzelmühle. Ebenso pflegen Grundwässer in reinen Quarzsanden ziemlich arm an mineralischen Beimengungen zu sein. Die tertiären Sande unseres Gebietes bestehen fast nur aus Quarzkörnern mit wenig kaolinisierten Feldspatkörnchen, daher ist auch in ihnen ein solches Wasser zu erwarten.

Wegen der Durchlässigkeit der Sande ist aber bei Brunnen, die innerhalb des dichtbewohnten Gebietes (oft unmittelbar neben Senkgruben!) oder auch zwischen den oft gedüngten Weingärten angelegt sind, die Gefahr einer Verunreinigung des Brunnenwassers durch schädliche Stoffe nicht gering (z. B. der 8 *m* tiefe Brunnen in der N.-Oe. Wein- und Obstbauschule, welcher reich an Chloriden und Nitraten ist[1]). Unweit davon ist neben der Bahn eine Sandgrube, die als Schuttabladeplatz dient. Dagegen ist in Brunnen, welche mehrere hundert Meter von der möglichen Verunreinigungsstelle entfernt angelegt sind, nach dem S. 469 Gesagten ein vollständig rein filtriertes Wasser zu erwarten.

Groß ist die Gefahr einer Verunreinigung des Grundwassers in den mit groben Sanden (Verwitterungsgrus) erfüllten Mulden des kristallinen Gebirges. Diese Partien sind fast durchwegs mit Weingärten bepflanzt und die filtrierende Eigenschaft der groben Sande ist wegen der rascheren Zirkulation des Wassers viel geringer. Weder die Mächtigkeit, noch die Ausdehnung der Sandlagen dürfte in den meisten Fällen zur Filtrierung des Wassers ausreichend groß sein. (So soll z. B. der Brunnen der Villa Richter bei der Hölzelmühle kein Wasser von trinkbarer Qualität liefern.)

Von schlechter Qualität ist meist das Brunnenwasser, welches aus den tertiären Tegeln stammt (z. B. in Mitter- und Unterretzbach). Dazu mag besonders der Reichtum des Tegels an Gips, Kalk u. a. Mineralien beitragen. Die Wässer sind nach der Angabe der Ortsbewohner vielfach „saliterig".

Dort, wo die Tegel in größerer Mächtigkeit die wasserführenden Sande bedecken, verhindern sie aber wegen ihrer Undurchlässigkeit eine Verunreinigung von oben her des in den Sanden enthaltenen Wassers.

---

3. Möglichkeiten der Wasserversorgung der Stadt Retz.

Wasserbedarf.

Die Stadt Retz selbst hat ungefähr 1300 Einwohner, die Gemeinde Altstadt ca. 2000 Einwohner. Soll gleichzeitig ein späteres Anwachsen der Einwohnerzahl berücksichtigt werden, so muß mit

[1]) Nach der Analyse der allgemeinen Untersuchungsanstalt für Lebensmittel in Wien. Chlor 33·7 und 46·2, Salpetersäure 47·9 und 51 *mg* im Liter bei einer Gesamthärte von 20·8 deutschen Graden.

3500 bis 4000 Einwohnern gerechnet werden. Wenn zum Trinken und Waschen pro Kopf nur rund 50 *l* täglich gerechnet wird, so muß besonders bei der Gemeinde Altstadt noch mit starken Viehbeständen gerechnet werden, dann schließlich neben dem öffentlichen Bedarf mit dem Umstande, daß in trockener Jahreszeit das Wasser zum Bespritzen der Weingärten in Fuhrfässern aus der Stadt geholt wird.

Wir werden somit mit einem Tagesbedarf von **3000** bis **4000** *hl* oder ca. 3·5 bis 4 Sekundenlitern zu rechnen haben.

Bezugsquellen.

Für die Wasserversorgung von Retz kommen theoretisch zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Die Zuleitung von Quellwasser aus dem Gneisgebiete des Hinterlandes.

2. Die Erbohrung von Grundwasser, bzw. artesischem Wasser in den tertiären Sanden östlich der Stadt.

Der erstere Weg, welcher bei einer am Fuße eines bewaldeten Gebirgslandes gelegenen Stadt, wie Retz, auf den ersten Blick als der natürlichere erscheinen mag, bietet den Vorteil, daß das Wasser durch seinen eigenen Gefällsdruck bis in die Häuser der Stadt gelangen kann. Bei der Wassergewinnung aus den tertiären Sanden muß dagegen das Wasser, da sein artesischer Druck bis zu einem Ueberfließen über das Gelände nicht ausreicht, einige Meter gehoben und dann weiter 80 bis 90 *m* in ein Hochreservoir emporgedrückt werden.

1. Für eine Wasserversorgung aus dem Gneisgebiete kommen in Betracht: Die Quellen und Bründl auf der Wiese ober- und unterhalb des „weißen Kreuzes“ an der Abzweigung der alten Hofener Straße von der neuen; die Quellen in den Scheibengräben und am Spittelmais, die Quelle der Hölzelmühle. In weiterer Hinsicht das Gebiet der Roßtalen, des Grabens zwischen dem Kalvarienberg und den Mehlsäcken. Isoliert liegt schließlich die Quelle unter der Sonnleiten am Nordfuß des Mittelberges.

Alle diese Quellen sind nicht besonders ergiebig und lassen in niederschlagsarmer Zeit in der Wasserführung stark nach.

Die Quelle der Hölzelmühle, welche bereits unmittelbar am Ursprung gefaßt ist, scheint eine der ergiebigsten zu sein. Ihre Wassermenge betrug am 26. Juni 1914 nach längerer Trockenheit nur 5 Liter in der Minute oder $^{1}/_{12}$ **Sekundenliter**. Es wären also zur ausreichenden Wasserversorgung von Retz zirka 35 bis 40 solcher Quellen nötig.

Von den Quellen beim „weißen Kreuz“ gaben am 26. Juni sechs Wasser und davon war nur der Abfluß der Quelle beim „Bankerl“ an der rechten Talseite unterhalb des „weißen Kreuzes“ und gegenüber der Baumschule etwas unterhalb der obersten Straßenbiegung etwas ausgiebiger.

Bei der ersteren Quelle betrug er damals wenig mehr als 1 *l* in der Minute, am 15. Juli nach stärkeren vorhergegangenen Regengüssen ca. $^1/_8$ Sekundenliter.

Dabei muß aber betont werden, daß erst dann eine verläßliche Messung der Wassermengen möglich ist, wenn alle diese Quellen an ihrem Ursprung aus dem Felsen bloßgelegt und gefaßt sind.

Die Spittelmaisquelle am Ende des unteren Scheibengrabens hat Herr Hofrat G. A. Koch in dem ebenfalls trockenen Jahr 1908 unter Voraussetzung entsprechender Fassung auf eine Maximalergiebigkeit von $^1/_4$ Sekundenlitern geschätzt. Die Ergiebigkeit aller Quellen im unteren Scheibengraben — ebenfalls nach Fassung der Quellaustritte — auf höchstens 800 bis 900 *hl* im Tag oder **ca. 1 Sekundenliter.**

Die Ergiebigkeit der Quellen auf der Wiese beim „weißen Kreuz“ schätze ich etwas höher, bestenfalls etwa **1·5 Sekundenlitern.**

Dabei ist aber, wie uns die Quelle bei der Hölzelmühle zeigt, in trockenen Zeiten mit viel kleineren Wassermengen zu rechnen.

Nach dem im 2. Abschnitt Gesagten bewegt sich ein beträchtlicher Teil des austretenden Quellwassers im Untergrund des Tales in den Alluvialablagerungen weiter. Es wird daher auch möglich sein, durch eine Reihe von Brunnen, die am unteren Ende der Wiese quer über das Tal verteilt werden, dieses Wasser zu gewinnen. Voraussetzung ist aber, daß unter dem sumpfigen Wiesenboden eine genügend mächtige Schichte von Sanden ansteht, welche die von den Wiesen eindringenden unreinen Wässer filtriert. Dies kann nur durch Versuchsschächte oder Bohrungen festgestellt werden. Eine genaue chemische und bakteriologische Untersuchung muß dann erst die Brauchbarkeit dieses Wassers feststellen.

Die Wasserentnahme müßte unmittelbar über dem Felsuntergrund erfolgen und jeder Zufluß von Wasser aus dem Wiesenboden oder den Gräben und Bächen muß sorgfältig ferngehalten werden.

Ob die Menge des Wassers eine genügende sein wird, kann erst durch längere Zeit durchgeführtes Abpumpen festgestellt werden, da die folgende Berechnung aus den früher (S. 468 und 469) angeführten Gründen keine absolut sicheren Werte ergibt.

Für den Punkt am Straßenknie unterhalb des „weißen Kreuzes“; nach der Mündung der beiden Bäche vom Spittelmais beträgt das gesamte Niederschlagsgebiet ca. 2·5 km^2 = 2,500.000 m^2.

Das entspricht bei 560 *mm* durchschnittlicher jährlicher Niederschlagshöhe:

$$1{,}400.000\ m^3 = \text{Niederschlagsmenge.}$$

Davon nach dem früher (S. 469) Gesagten 10% auf die Bodenversickerung gerechnet, ergibt 140.000 m^3 gesamte Infiltration oder ca. 3800 *hl* täglich.

Davon geht aber jener Teil verloren, welcher von den Quellen den offenen Gerinnen zuläuft und welcher die Wiesenboden tränkt.

Da zugleich ein vollständiges Abpumpen des ganzen Infiltrationswassers nicht möglich sein dürfte, ist es nicht ratsam, mit mehr als der Hälfte der obigen Zahl, also 1900 bis 2000 *hl* täglich zu rechnen.

In trockenen Jahren, mit weniger als 560 *mm* Niederschlagssumme, wird die Wassermenge noch weiter hinter dem Erfordernis bleiben.

Bei obigen Berechnungen wurde vorausgesetzt, daß alle Quellen frei fließen. Wird ein Teil derselben gefaßt, so reduziert sich natürlich die aus dem Untergrund gewinnbare Wassermenge.

Auch auf den feuchten Wiesen der Roßtalen ließen sich Versuchsbohrungen oder Versuchsbrunnen anlegen. Die Abhänge der Roßtalen werden, wie erwähnt, von grobem Verwitterungsgrus bedeckt, der ziemlich viel Wasser versickern läßt. Eine teilweise Entwässerung besorgt der Bach, welcher vom Hardegger Berg herabkommt und in den Altbach mündet. Das sandbedeckte Gebiet oberhalb des Baches ist ca. $^1/_4$ km^2 groß. Unter der früher gemachten Annahme, daß in den Sanden doppelt soviel Regenwasser versickert, als in den Gneisen, erhalten wir: $250.000 \times 0{\cdot}56 \times 0{\cdot}2 = 28.000$ m^3 im Jahr oder rund 800 *hl* im Tag, wozu noch eine allerdings geringe Wassermenge kommt, die seitlich aus Spalten des Gneises in den Sand einsickert. In trockenen Jahren wird das Gebiet weitaus weniger Wasser liefern können, zumal da die Zirkulation des Wassers in den groben Sanden rasch vor sich geht und ferner ein solches verhältnismäßig seichtes Becken kein großes Grundwasserreservoir bilden kann.

Außerdem ist, wie im letzten Teile des früheren Abschnittes auseinandergesetzt wurde, dieses Gebiet in seinem jetzigen Zustande für eine Wasserversorgung nicht zu empfehlen, sondern müßte erst an Stelle der Weingärten Wald angelegt werden, was unverhältnismäßig hohe Kosten im Vergleich zu der zu gewinnenden Wassermenge verursachen dürfte.

Dasselbe gilt von dem noch kleineren mit Lehm und Verwitterungsgrus erfüllten oberen Teil des nächsten Grabens zwischen den „Mehlsäcken“ und dem Kalvarienberge (mit nur ca. $^1/_8$ km^2 Fläche).

Was schließlich die Quelle unter der Sonnleiten am Fuße des Mittelberges betrifft, läßt sich sagen, daß ihr Wasser wegen der hohen Lage der Quelle (etwas über 300 *m*) leicht zur Stadt zu leiten wäre, ihre Wassermenge aber gleichfalls nicht bedeutend ist. Ihr Wasser stammt zum größten Teil aus den groben Sanden der Sonnleiten. Das für die Quelle in Betracht kommende Gebiet umfaßt ca. $^1/_8$ km^2, denn ein Teil des Wassers fließt in die mit feinen tertiären Sanden erfüllten Mulden beiderseits des Mittelberges ab.

Wir erhalten dann:

$$125.000 \times 0{\cdot}56 \times 0{\cdot}2 = 14.000\ m^3 \text{ per Jahr} = \text{ca. } 400\ hl \text{ im Tag.}$$

Wegen des unterirdischen Ablaufes eher noch weniger.

Da die Sande der Sonnleiten ebenfalls mit Weingärten bepflanzt sind, besteht hinsichtlich der Verunreinigung des Wassers durch die Düngung die gleiche Gefahr, wie in den Roßtalen.

Nach diesen beiläufigen Berechnungen läßt sich sagen, daß eine Wasserversorgung der Stadt Retz mit dem früher angegebenen, gewünschten Wasserquantum aus dem Gneisgebiete nur dann als möglich erscheint, wenn die Quellen eines sehr ausgedehnten Gebietes zusammengefaßt werden können. Also etwa die Quellen der Wiese beim „weißen Kreuz“, der beiden Scheibengräben, sowie des im Alluvium des Tales zirkulierenden Wassers.

Dies zusammen mit der jetzt bestehenden Leitung, die im Juli d. J. ca. 0·5 Sekundenliter ergab, könnte für den obigen Bedarf in normalen Jahren, bei 500 bis 560 *mm* Niederschlag genügen.

Daß die Qualität des Quellwassers eine gute ist, wurde bereits gesagt. Auch die gemessenen Temperaturen von meist 9 bis 10° C sind günstig. Bezüglich der Qualität des aus dem Untergrund der Wiese zu erwartenden Wassers kann jedoch im vorhinein nichts gesagt werden.

Auf die eventuellen Schwierigkeiten, so viele Quellen, bzw. ein so ausgedehntes Quellenterrain zu erwerben, sowie über die möglicherweise sich ergebenden rechtlichen Streitfragen mit den Bachanrainern, will ich hier, da es außerhalb des Rahmens eines geologischen Gutachtens fällt, nicht eingehen. Nur muß nochmals betont werden, daß es sich nicht im vorhinein sagen läßt, ob auch in regenarmen Jahren genügende Wassermengen zur Verfügung stehen werden.

Für die Versorgung der Stadt Retz allein ohne die bevölkerungsreichere Altstadt werden die Mengen genügen.

2. Weitaus sicherer läßt sich die gewünschte Wassermenge von 3500 bis 4000 *hl* im Tag in den feinkörnigen tertiären Sanden östlich von Retz erbohren.

In diesen Sanden bestehen derzeit schon eine Reihe von Brunnen, auch die alte Wasserleitung, welche jetzt das städtische Bad versorgt, ist anscheinend in diesen Sanden angelegt.

Ihr 4 *m* im Durchmesser betragender Wasserschacht hatte im Juli d. J. 1·5 *m* Wasserstand, der sich in 5 Stunden 40 Minuten ergänzte. Das entspricht rund 750 *hl* im Tag, also mehr als die städtische Wasserleitung (= ca. 450 *hl*).

Ueber die bestehenden Brunnen erhielt ich folgende Angaben:

Brunnen	Tiefe	Wasserstand	Seehöhe des Grundwasserspiegels
Friedhof	6·5 *m*	1·9 *m*	ca. 240·5 *m*
Wieden	7·6 „	1·2 „	„ 238·5 „
Waisenhaus. . .	20 „	1·8 „	„ 241 „
Weinbauschule. .	8 „	2 „	„ 234 „
Krautgartenbründl	1·5 „	1·2 „	„ 228 „

(Die in der letzten Spalte angegebene Seehöhe des Grundwasserspiegels konnte nur beiläufig aus den Höhenangaben der Karte 1:25.000 für die einzelnen Brunnen geschlossen werden.)

Der Wasserspiegel senkt sich demnach ziemlich rasch von West nach Ost. Beim Krautgartenbründl tritt ein Teil des Wassers frei aus.

In dem Brunnen in der Ziegelei Schwach stellt sich das Wasser auf 5 *m* unter dem Terrain ein, was einer Seehöhe von ca. 225 *m* gleichkommt und der obigen Absenkungskurve gut entspricht. Das bestätigt, was auch aus dem geologischen Befund hervorging, daß es sich in diesem Brunnen um den gleichen Grundwasserstrom der tertiären Sande handelt.

Im früheren Kapitel (S. 470) wurde dargetan, daß im Untergrunde der Gegend zwischen dem Seeboden und dem Retzer Altbache der reichste Grundwasservorrat zu erhoffen ist, da nach der geologischen Lagerung der Sande zu schließen neben den am Gebirgsrande einsickernden Niederschlagswasser noch ein Teil des im Untergrunde des Obernalber Altbaches und Retzer Altbaches zirkulierenden Wassers diesem Gebiete zuströmt. Der im Jahre 1893 in der Schwach'schen Ziegelei auf 22 *m* Tiefe getriebene Brunnen hat nach Durchfahrung der tertiären Tegel und der harten unteren Bank derselben plötzlich große Wassermengen geliefert. Der Wasserstand beträgt derzeit 17 *m* und ein Wasserverbrauch von 100 *hl* soll sich in 2 bis 3 Stunden ergänzen. Das ergäbe 800 bis 1200 *hl* per Tag.

Da es sich hier um Wasser handelt, welches unter artesischem Druck steht, können hier mehrere Bohrlöcher, bzw. Brunnen bestehen, ohne sich stark in der Wasserergiebigkeit zu schädigen.

Die durchschnittliche jährliche durch die Niederschläge erfolgende Wasserergänzung läßt sich folgendermaßen schätzen:

Das für das Gebiet des Stadtfeldes in Betracht kommende, in den tertiären Sanden gelegene Niederschlagsgebiet (vom Gebirgsrande bis zur Bedeckung durch die Tegel) beträgt ungefähr 1 km^2, wobei das bebaute Stadtgebiet in dem infolge der Pflasterung, Kanalisierung usw. keine größere Einsickerung stattfindet, weggelassen wurde. Unter der Annahme, daß nur 20% der Niederschläge einsickern, erhalten wir:

$$1{,}000.000 \times 0{\cdot}56 \times 0{\cdot}2 = 112.000\ m^3 \text{ im Jahre oder ca. } 3000\ hl \text{ im Tag.}$$

Dazu kommt noch das aus dem benachbarten Gneisgebiet zusickernde Grundwasser und das Wasser, welches, wie erwähnt, aus dem Untergrund der beiden Altbachtäler zuströmt.

Diese letzteren Mengen sind nicht unbedeutend.

Der Obernalber Altbach besitzt (samt dem Rustenbach) von Unternalb bachaufwärts gerechnet ein Gesamtniederschlagsgebiet von ca. 12 km^2 oder 12,000.000 m^2, davon entfallen ca. 2·5 km^2 = 2,500.000 m^2 auf Sandböden, ca. 1·5 km^2 = 1,500.000 auf Tegel, der Rest auf Gneisgebiet (ca. 8 km^2 = 8,000.000 m^2). Wir finden nach den früheren Formeln

$$\begin{aligned} 2{,}500.000 \times 0{\cdot}2 \times 0{\cdot}56 &= 280.000\ m^3 \\ 8{,}000.000 \times 0{\cdot}1 \times 0{\cdot}56 &= 448.000\ m^3 \\ \hline &\ 728.000\ m^3 \end{aligned}$$

rund 700.000 m^3 Infiltrationswasser. Wenn davon, wenig gerechnet, nur ein Zehntel unserem Grundwasservorrat zugute kommt, so sind

das weitere 70.000 m^3 im Jahre. Für den Retzer Altbach mit einem Niederschlagsgebiet von ca. 7 km^2 = 7,000.000 m^2 — (von der Altstadt aufwärts gerechnet) —, das größtenteils auf Gneis liegt, finden wir:

$$7{,}000.000 \times 0{\cdot}1 \times 0{\cdot}56 = 392.000\ m^3 \text{ Infiltrationswasser.}$$

Davon wieder ein Zehntel = 40.000 m^3 unserem Gebiete zugute gerechnet, erhalten wir im ganzen als jährlichen Grundwasserersatz

$$112.000\ m^3 + 70.000\ m^3 + 40.000\ m^3$$

zusammen mehr als 200.000 m^3 oder täglich **6000** *hl*.

Der Grundwasserersatz wird daher auch in regenarmen Jahren den Wasserbedarf überschreiten.

Außerdem ist hier ein sehr großer Grundwasserträger vorhanden, mit einer bedeutenden Aufnahmsfähigkeit, von ca. 400 *l* im m^3.

Angenommen eine Fläche von nur 1·5 km^2 und eine durchschnittliche Mächtigkeit der Sande von 5 *m* unter dem Grundwasserspiegel, bzw. unter den Tegeln, erhalten wir 7·5 Millionen m^3, welche 3000 Millionen *l* oder 3 Millionen m^3 Wasser aufzunehmen vermögen. Da ferner die Zirkulation des Wassers in den feinen Sanden langsam vor sich geht, werden sich in dem großen Grundwasserreservoir die Schwankungen in den Niederschlägen wenig geltend machen.

Ueber die Bedeutung der Tegeldecke, als Abdichtung gegen Oberflächeninfiltration, sowie über die Eigenschaft der feinen Sande verunreinigtes Wasser rasch zu filtrieren, wurde schon im zweiten Abschnitte, S. 469 und 471, gesprochen. Es genügt hier zu bemerken, daß im Gebiete des Stadtfeldes die Tegeldecke mehr als 20 *m* mächtig ist, und die Entfernung von der nächsten Stelle, wo die Sande zutage kommen, also wo eine Verunreinigung des Grundwassers stattfinden könnte, fast dreiviertel Kilometer beträgt. Nach Keilhack aber genügt bei Feinsanden 200 *m* horizontale Filterung.

Bei der Bohrung oder Schachtabteufung wird aber Vorsorge zu treffen sein, daß weder Oberflächenwasser noch Wasser aus den Tegeln in das Grundwasser gelangen kann. Bei dem in der Ziegelei Schwach bestehenden tiefen Brunnen ist diesbezüglich keine Vorsorge getroffen, der Brunnen ist offen und bis auf die oberste Partie unvermauert.

Die vor kurzem an der k. k. landwirtschaftlich-chemischen Versuchsstation in Wien vorgenommene Analyse dieses Wassers ergab einen hohen Härtegrad (20·7 deutsche Grade) bei einem Gehalt von

Kalk	0·161 *g*	pro 1 *l*
Magnesia	0·147 *g*	„ 1 *l*
Schwefelsäure	0·107 *g*	„ 1 *l*
Chlor	0·011 *g*	„ 1 *l*

was nach dem im zweiten Abschnitte Gesagten mit der Natur des Grundwasserträgers — die Sande sind fast vollständig kalkfrei — im Widerspruch steht. Daher muß ich annehmen, daß sich in diesem Brunnen Tegelwasser mit dem guten Grundwasser mischt.

Ferner ergab die bakteriologische Untersuchung kein günstiges Resultat. Das geht wohl darauf zurück, daß der Brunnen offen ist, mit Eimern geschöpft wird und bei der Probeentnahme nicht jene Vorsichtsmaßregeln eingehalten werden konnten, wie sie zu einer einwandfreien Entnahme notwendig sind.

Vielleicht hat auch der Umstand, daß vor der Probeentnahme stärkere Regenfälle stattgefunden haben, dazu beigetragen. Nicht nur fand leichter eine Einschwemmung von oben her statt, sondern möglicherweise auch längs einer sandigen, wasserführenden Schichte innerhalb der Tegel vom Gebiete des Seebodens her.

Bei sorgfältiger Abdichtung wäre das unmöglich. Da das Grundwasser noch unter dem Seeboden ca. 10 *m* Tegeldecke besitzt (vgl. Profil 5), ist die Möglichkeit des Eindringens von Sumpfwasser aus dem Seeboden ins Grundwasser der Sande nicht anzunehmen. Die beim Krautgartenbründl zutage tretenden Sande liegen höher, als die sumpfigen Wiesen.

Ein anderer Umstand könnte noch Bedenken erregen, die Lage der Wasenmeisterei im Westen des in Aussicht genommenen Bohrpunktes. Wie ich mich selbst überzeugte, ist der Aasplatz ganz in Tegeln gelegen, welche beim Einscharren nicht durchgraben werden. Eine direkte Gefahr des Zusickerns von verwesenden Stoffen ist daher nicht vorhanden. Auch befindet sich oberhalb des Aasplatzes ein angeblich 20 *m* tiefer Brunnen, welcher immer Wasser besitzt und nie verunreinigt ist. Dieser Brunnen fährt offenbar dieselbe wasserführende Schichte unter den Tegeln an, wie der Brunnen der Ziegelei.

Immerhin wäre die Verlegung der Wasenmeisterei sowie die Verschüttung der S. 471 erwähnten zur Schuttablagerung dienenden Grube beim Bahnhofe wünschenswert.

---

4. Schlußwort.

Die für eine großzügige Wasserversorgung nötige Wassermenge läßt sich am sichersten durch eine Bohrung aus den tertiären Sanden gewinnen. Ein günstiger Bohrpunkt ist das Gebiet des Stadtfeldes. Eine Bohrung wird hier etwas über 20 *m* Tegel zu durchfahren haben, dann — eventuell nach dem Durchschlagen einer Steinplatte — Wasser antreffen. Mit dem Wasser dürften im Anfange auch größere Sandmengen gefördert werden; die feinkörnigen Tertiärsande werden sich wie Schwimmsande verhalten. Es werden daher Vorkehrungen zu treffen sein, um diese Sandmengen von Zeit zu Zeit zu entfernen. Vielleicht wird es sich empfehlen, die endgültigen Wasserbezugsquellen als Schachtbrunnen anzulegen und mindestens zwei solcher Brunnen in einiger Entfernung anzulegen, um bei Reinigung des einen aus dem zweiten das Wasser zu pumpen.

Bei den Versuchsbohrungen wie endgültigen Brunnen ist jedes Zuströmen von Wasser aus den Tegeln und von der Oberfläche zu verhindern.

Die Probeentnahme für die chemische und bakteriologische Untersuchung soll an Ort und Stelle durch einen Fachmann selbst geschehen.

Sollte eine Bohrung nicht genügend Wasser ergeben, kann eine zweite und dritte abgeteuft werden, da es sich um Wasser unter artesischem Druck handelt, werden sich diese nicht allzusehr beeinflussen. Die Zahl und die gegenseitige Entfernung der endgültigen Entnahmsbrunnen muß durch entsprechende Abpumpversuche und Messung an den Versuchsbohrlöchern bestimmt werden.

Sollte — was nicht zu erwarten ist — hier nicht die notwendige Wassermenge zu gewinnen sein, so ist weiter östlich nach dem Verbindungsgraben des Altbachs zum Seeboden der Versuch zu wiederholen.

Von der Anlage eines ausgedehnten, dem Ackerbau und Weinbau entzogenen Schutzgebietes kann wegen der Tegeldecke abgesehen werden.

Für den unwahrscheinlichen Fall aber, daß trotz der angegebenen Vorsichtsmaßregeln die chemisch-bakteriologische Untersuchung ein ungünstiges Resultat gibt, müßte an die Zusammenleitung von möglichst viel Quellen des Gneisgebietes gedacht werden, wie es im ersten Teile des dritten Abschnittes auseinandergesetzt wurde, auf die Gefahr hin, zeitweilig nur mit geringeren Wassermengen rechnen zu müssen.

Inhaltsverzeichnis.

Neue Amussiopecten aus steirischen Tertiärablagerungen.

Nebst einigen geologischen Daten.

Von **Wilfried von Teppner** (Graz) und **Julius Dreger** (Wien).

Mit 3 Tafeln (Nr. XX [I]--XXII [III]) und 4 Textfiguren.

I. Die fossilen Pecten-Reste.

Von **Wilfried von Teppner** (Graz).

Herr Professor Konrad Fabian, der Realschule in Marburg an der Drau, hatte mich im Jahre 1917 gebeten, die Fossilien der genannten Anstalt zu bestimmen. Unter denselben fand ich zwei große *Pecten*-Reste, die mir dem *Pecten gigas* Schlotheim sehr nahe verwandt schienen; diese beiden Reste stammen aus dem Leithakalk des Platsch (südlich von Spielfeld) und sind seinerzeit von Professor Dr. Bieber, als er an obiger Anstalt wirkte, gesammelt worden. Nach einiger Zeit erhielt ich von Professor Fabian einen dritten großen *Pecten*-Rest von Ober-Täubling bei Marburg, der in einem Weingarten beim Umgraben gefunden worden war. In der geologischen Abteilung des steiermärkischen Landesmuseums Joanneum fand ich einen großen *Pecten*-Rest aus dem Graubtale bei Gamlitz, den mir der Kustos der Abteilung, Herr Universitätsprofessor Dr. V. Hilber in liebenswürdigster Weise überließ. Endlich war ein fünfter großer *Pecten*-Rest von Leibnitz NW in den Sammlungen des geologischen Institutes der Universität Graz.

Alle genannten Reste sind solche der Untergattung *Amussiopecten*, deren auffällige Verbreitung über so ein großes Gebiet ich besonders hervorheben möchte. Jedenfalls waren im Tertiär der Steiermark diese großen *Pectiniden* sehr zahlreich und weit verbreitet.

Die beiden oben genannten Reste vom Platsch sind durch Vermittlung des Herrn Professors K. Fabian, dank des liebenswürdigen Entgegenkommens des Direktors der Marburger Realschule, Herrn Robert Bittner, im Tauschwege in das Eigentum des Grazer geologischen Universitätsinstitutes übergegangen. Der Rest von Ober-Täubling ist von der Finderin, Pharmazeutin Mathilde Wiesler, durch Vermittlung Professor Fabians, dem geologischen Universitätsinstitut in Graz geschenkt worden.

Pecten (Amussiopecten) Albinus n. sp.

Tafel XX [I], Figur 1, 2 und Textfigur 1.

Länge: 198 *mm*, Höhe 172 *mm*, Dicke 61 *mm*.

Gehäuse dickschalig, ungleichklappig, etwas ungleichseitig, viel länger als hoch, vollkommen abgerundet, oval.

Die rechte Schale stark gewölbt, Wirbel stark eingekrümmt, neun starke Rippen, am Wirbel gewölbt, sonst abgespaltet, untereinander annähernd gleich breit, gegen den Schalenrand zu wenig verflacht, mäßig breiter als die Zwischenräume. Auf der Vorderseite drei, auf der Rückseite zirka sechs schmale, seitliche Rippen. Schale mit feinen, welligen, regelmäßigen, konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt. Allem Anscheine nach ist zwischen der sechsten bis siebenten und siebenten bis achten Rippe, in den Zwischenfurchen, je ein zartes, wenig erhabenes Rippchen, das immer der vorderen Rippe nähergerückt ist; sie sind wenig deutlich, verschwinden gegen den Wirbel zu immer mehr und können nicht als Radialstreifung gedeutet werden. Zwischen der vierten bis fünften Rippe sind vier feine, zarte Streifen, die nur Spuren einer Radialskulptur darstellen können. Alle übrigen Zwischenfurchen dieser und der linken Schale zeigen nichts Aehnliches. Die Schloßgrube scheint, nach jener der linken Schale zu schließen und soweit dies auf der rechten halbwegs erkennbar ist, sehr groß und tief zu sein. Offenbar ist jederseits derselben nur eine stärkere Falte vorhanden. Hinteres Ohr klein, mit schwacher, vertikaler, welliger Streifung; Oberrand zart gewellt. Vorderes Ohr anscheinend gleich groß.

Die linke Schale schwach gewölbt, am Wirbel eingedrückt; neun untereinander und mit den Zwischenräumen annähernd gleich breite, am Wirbel leicht gewölbte, sonst aber abgespaltete Rippen, die am Wirbel wenig stark ausgeprägt sind. Die Seiten sind leicht erhöht, die vordere stärker. Auf der Vorderseite sind zirka sechs, auf der Rückseite drei schwache, seitliche Rippen. Die Hauptrippen — von vorn nach rückwärts gezählt — eins, acht und neun sind etwas schmäler als die übrigen. An einzelnen kleinen Stellen läßt sich eine feine, regelmäßige, wellige und konzentrische Anwachsskulptur der Schale feststellen, die zarter wie auf der rechten Schale ist. Die Schloßgrube ist sehr tief und groß, jederseits von einer dicken Falte begrenzt. Das vordere Ohr ist klein und läßt eine vertikale, wellige Streifung erkennen; Oberrand zart gewellt. Hinteres Ohr anscheinend gleich groß.

Beide Schalen zeigen auf der Innenseite sehr deutlich — rechte viel stärker — die durch starke Falten begrenzten Furchen, die den Rippen der Oberflächen entsprechen. Der Muskeleindruck beider Schalen ist sehr groß und gegen rückwärts gerichtet.

Der mir vorliegende Rest stammt aus dem Leithakalke des Platsch (südlich von Spielfeld) und ist Eigentum des geologischen Institutes der Universität Graz. Es sind beide Schalen erhalten; der Viszeralraum des Tieres ist mit Gestein ausgefüllt. Die Unterschale (= rechte Schale) ist sehr gut erhalten, abgesehen von kleinen Randbeschädigungen und kleineren fehlenden Schalenstücken in der Gegend

der Rückseite und an einer kleinen Stelle der Vorderseite. Das hintere Ohr ist vollkommen erhalten, das vordere nur zum Teil; doch gestattet dieser Rest des vorderen Ohres die Annahme, daß vorderes und hinteres Ohr nahezu gleich groß sind. Die Oberschale (= linke Schale) ist etwas mehr verletzt; es fehlt ein Schalenstreifen von der Rückseite an bis zur dritten Hauptrippe (Randpartie) und ein Schalenstückchen der Vorderseite. Außerdem ist die Schale am Wirbel beschädigt. Das vordere Ohr ist vollkommen, das hintere zum Teil erhalten; für dieselben gilt auch das für jene der Unterschale Gesagte.



Figur 1.

Beide Schalenreste, sowohl die Unter- wie die Oberschale, lassen sich fast ganz vom „Ausfüllungssteinkern“ abheben. Für die rechte Schale zeigt dies Figur 1, auf Tafel XX [I]. Der dunkle Fleck auf der linken Bildseite stellt den vorhin erwähnten, fehlenden Schalenteil der Rückseite dar; von ihm geht eine Bruchlinie zur Vorderseite der Schale. Längs dieser Bruchlinie läßt sich die Schale mit dem Wirbel und den Ohren abheben. Die Randpartien sitzen auf dem Steinkerne fest auf. Die linke Schale, Figur 2, Tafel XX [I], läßt sich bis auf einen kleinen Schalenrest am Rande, in der Gegend der ersten bis dritten Hauptrippe, ganz abheben.

Die vorhin angegebenen Beschädigungen des Restes bilden aber keinerlei Hindernis für seine genaue Beschreibung und für die Tatsache, daß der in Rede stehende Rest einer neuen *Pecten*-Art angehört.

Ich nenne diese schöne und gut erhaltene Art *Pecten Albinus mihi* und teile sie der Untergattung *Amussiopecten* zu.

Pecten Albinus gehört einmal zur Untergattung *Amussiopecten*, „gruppo che infatti ha carattere in parte di *Pecten* ed in parte di *Amussium* (Sacco (**1**)[1]), pag. 4)“, anderseits in die Verwandtschaft des *Pecten* (*Amussiopecten*) *gigas* Schlotheim.

Damit ist nun die Frage bezüglich der Gattung *Inaequipecten* Ugolini (**2**) angeschnitten, auf welche ich (**3**) schon seinerzeit einging. Ugolini hat seine *Inaequipecten*-Gattung folgend charakterisiert (2, Seite 192): „Muschel mit ungleichmäßig gewölbten Schalen, ungleichseitig, nicht ganz kreisförmig, allgemein mehr lang als hoch, auf der äußeren Oberfläche mit wenig zahlreichen, am Rücken glatten, großen Rippen, Ohren ungleich, vorderes größer, seichter Byssusausschnitt (freie Uebersetzung).“ Und dann sagt Ugolini: „Sono caratteri fondamentali di questo genere l' ineguale convessità delle valve, la grossezza ed il numero poco notevole delle coste e l' ineguaglianza delle orecchiette.“ Ugolini stellt zu dieser seiner neuen Gattung folgende Arten:

Pecten (*Inaequipecten*) *Tournali* De Serres
„ „ *Tournali* De Serres *var. pseudo-Tournali n. var.?*
„ „ *gibbangulatus* Sacco
„ „ *Lavisatoi n. sp.*
„ „ *arboreanensis n. sp.*
„ „ *solarium* Lamarck
„ „ *kalaritanus* Meneghini (muß *caralitanus* heißen! Verf.)
„ „ *Fucinii n. sp.*
„ „ *planosulcatus* Mathéron.

Das sind jene Formen, die Ugolini beschreibt und zum Teil auch abbildet; sodann wären noch einige Arten sicherzustellen, die Ugolini als die nächsten Verwandten der oben angeführten *Pecten* bezeichnet. Schon seinerzeit sah ich mich veranlaßt (**3**) darauf hinzuweisen, daß Ugolinis *Inaequipecten*-Gattung nicht zu Recht bestehen kann, daß sich jene *Pecten*-Arten, die Ugolini bei *Inaequipecten* anführt, restlos auf bereits bestehende Untergattungen aufteilen lassen und daß die Charakteristik, die Ugolini für *Inaequipecten* gegeben hat, gar nicht auf alle seine *Inaequipecten*-Arten paßt.

Ich denke da zuerst einmal an *Pecten gigas* Schlotheim, der bisher als *Pecten solarium* Lamarck bezeichnet wurde (auch von Ugolini), diesen Namen aber mit Unrecht führte. Um es kurz zu sagen: ich bezeichne mit Schaffer (**4**) — dessen Verdienst übrigens diese Feststellung ist — das, was man bisher *Pecten solarium* Lamarck nannte, als *Pecten gigas* Schlotheim.

Wenn wir nun die Beschreibung, die Schaffer (**4**, Seite 43) für *Amussiopecten gigas* gibt, mit der Ugolini'schen Charakteristik

[1]) Die fettgedruckten Ziffern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis

für *Inaequipecten* vergleichen, so stimmen diese beiden nicht überein. *Pecten gigas* besitzt eben nicht Ugolinis „caratteri fondamentali". Ja, bei *gigas* sind die Schalen verschieden gewölbt, aber gleichseitig und nicht ungleichseitig. Auch möchte ich Schaffers Angabe, daß die Schalen sehr vollkommen abgerundet sind, bestätigen. Die Differenz zwischen Länge und Höhe ist bei *gigas* nicht so beträchtlich. Ugolini hat als ein typisches Merkmal seiner Gattung *Inaequipecten* „l' inegua-glianza delle orecchiette" bezeichnet Das stimmt aber für *gigas* nicht, denn die Ohren sind, wie auch Schaffer angibt, fast gleich. Wenn auch Ugolini Schaffers Arbeit nicht gekannt haben konnte, so hätte er dies doch den Abbildungen bei M. Hoernes (5, Tafel 60, 61) entnehmen können, dessen Arbeit er ja besonders berücksichtigte.

Die Rippen sind bei *gigas* mäßig breit; die schwach gewölbte linke Schale zeigt elf, die stark gewölbte rechte Schale zirka zwölf Hauptrippen. Beide Schalen besitzen seitliche Rippen. Irgendein anderes, besonderes Merkmal besitzen die Rippen nicht. — E. Philippi (**6**, Seite 114) sagt: „. . . . . die hierhin (zu *Amussiopecten!* Verf.) gehörigen Formen (*Pecten burdigalensis* Lamarck, *Pecten placenta* Fuchs etc.) besitzen eine äußere Radialskulptur, die nur am Wirbel deutlich hervortritt, später sich aber ganz verflacht und sich in einzelnen Fällen ganz verwischt. Diesen flachen, äußeren Rippen entsprechen im Innern der Schale deutliche *Amussium*-Rippen, die naturgemäß am Rande am schärfsten sind . . . . ." Man könnte nun ohne weiteres annehmen, daß auch E. Philippi *Pecten gigas* — denn es scheint, als hätte Philippi schon diesen Namen gebraucht, wie etwa Sacco (**7**) oder Tournouër (**8**), wenn auch nicht ganz in klarstellender Weise — *Amussiopecten* zugeteilt hätte. Statt dessen finden wir bei der Untergattung *Oopecten* Sacco bei Philippi (**6**, Seite 114) folgende Stelle: „Bei einer zweiten Gruppe (Gr. d. *Pecten rotundatus* Lamarck = *Oopecten* Sacco), die zuerst in den Schioschichten und im Aquitanien auftritt, sind die Rippen der Unterklappe gerundet und durch breite Zwischenräume getrennt. Die älteren Formen, bei denen beide Schalen fast gleich stark gewölbt sind, erinnern lebhaft an die *Aequipecten*-Gruppe des *Pecten latissimus* Brocchi (*Macrochlamys*). Bei den jüngeren hingegen (*Pecten gigas* Schlotheim) ist die Unterklappe bedeutend stärker gewölbt als die Oberklappe, es tritt daher eine starke Annäherung an die eben besprochene Gruppe des *Pecten Beudanti* Bast. (*Flabellipecten*) ein. Die *Gigas*-Gruppe scheint im Pliocän nicht mehr vorzukommen." Ich habe bereits früher (**3**) schon ausgesprochen, daß ich diese Philippi'sche Angabe bezüglich *Oopecten* nicht für richtig halte, denn *Pecten gigas* Schlotheim gehört meines Erachtens ganz bestimmt zu *Amussiopecten*. Beide Schalen fast gleich stark gewölbt, kann man für *Oopecten* ohne weiteres aufrechterhalten; nur muß man den Philippi'schen Zusatz „bei den älteren Formen" weglassen.

Auch *Pecten gigas* Schlotheim besitzt im Innern der Schale deutliche *Amussium*-Rippen, welches Merkmal auch E. Philippi (**6**, Seite 114) für *Amussiopecten* angibt (siehe oben!); Sacco, der Begründer dieser Untergattung (**1** und **7**) sagt ja selbst — wie ich vorher schon anführte — „. . . . . carattere . . . . . in parte di

Amussium". Das bezieht sich aber auf die Rippen! — Die diesbezüglichen Erscheinungen für *Pecten gigas* hebt auch Schaffer (4, Seite 43) ganz klar hervor. Alle Angaben Schaffers kann ich bestätigen; nicht nur auf Grund seiner Abbildungen, sondern auch auf Grund mehrerer Reste von *Pecten gigas* aus den Sammlungen des geologischen Institutes der Universität in Graz.

Es liegen mir fünf *Pecten*-Reste von Loibersdorf (Wiener Becken) vor. Der eine, eine Doppelschale, ist von R. Hoernes als *Pecten solarium* Lamarck bezeichnet. Wenngleich diese beiden Schalen in der Wirbelgegend beschäftigt und beide Ohren nicht vollständig erhalten sind, so stimmt dieser Rest doch ganz genau mit jenem von Schaffer als *Pecten gigas* Schlotheim (4, Seite 42, 43, Tafel XXI, Figur 1, 2) beschriebenen *Pecten* überein. Die anderen Reste, von R. Hoernes als *Pecten gigas* Schlotheim bezeichnet, stellen je zwei linke und rechte Schalen dar; auch diese vier Reste gehören einwandfrei zu *Pecten gigas*.

Schaffer (4) gibt von seinem *Pecten gigas* folgende Maße: 158 : 144 : 54 *mm*. Jener Rest, den ich vorhin als von R. Hoernes als *Pecten solarium* bezeichnet anführte, zeigt folgende Maße: 158: annähernd 144 : 58 *mm*. Die anderen vier oben genannten und von R. Hoernes als *Pecten gigas* bezeichneten Reste haben folgende Maße: eine rechte Schale ist 135 *mm* lang und 128 *mm* hoch, die zweite 149 *mm* lang und 136 *mm* hoch; die eine linke Schale ist 136 *mm* lang und 131 *mm* hoch, die andere 131 *mm* lang und 127 *mm* hoch. Alle diese vier Reste gehören auch bestimmt zu *Pecten gigas*.

Ein anderer Rest liegt mir von Ortenburg (Bayern) vor; derselbe gehört der geologischen Abteilung am Landesmuseum „Joanneum" in Graz. Seine Länge beträgt 186 *mm*, seine Höhe 165 *mm* und seine Dicke 66 *mm*. Auch dieser Rest stimmt mit *Pecten gigas* überein. Die rechte Schale dieses Restes zeigt wohl zwölf Radialrippen, doch sind die elfte und zwölfte nur halb so breit wie die anderen, sehr nahe aneinander gerückt und durch eine ganz schmale, sehr seichte Furche getrennt; diese beiden Rippen verflachen sich gegen den Rand zu weit mehr als die übrigen Radialrippen. Die leicht erhöhte Vorderseite hat zwei, die Rückseite drei seitliche Rippen. Auch die linke Seite hat zwölf Radialrippen, von denen die erste und zweite ebenfalls nur halb so schmal wie die anderen sind; sie sind sehr verflacht, und namentlich die zweite ist gegen den Rand zu fast ganz verwischt. Die erhöhten Seiten haben vorn und hinten drei seitliche Rippen. Alle übrigen Merkmale stimmen vollkommen mit *gigas* überein.

Dies die Tatsachen; mehr darüber zu sagen, fehlt mir eine größere Anzahl von Resten. Leider finden wir bei Schaffer (4) keine diesbezüglichen Angaben, wie auch bei ihm die zu erwartende Synonymenliste für *Pecten* (*Amussiopecten*) *gigas* Schlotheim fehlt.

Was nun die Unterschiede zwischen *Amussiopecten Albinus n. sp.* und *Amussiopecten gigas* anbelangt, so läßt sich folgendes feststellen: Der Umriß von *gigas* ist kreisförmig, gleichseitig, jener von *Albinus* oval, ungleichseitig; dies ist ein deutlich sichtbarer Unterschied. Die Ohren sind bei *gigas* viel größer; jene der rechten Schale „sind groß, das hintere rechtwinklig abgeschnitten, das vordere wenig verlängert,

mit ganz seichtem Byssusausschnitt (Schaffer, 4, Seite 43"); jene der linken Schale „sind groß, rechtwinklig dreieckig, fast gleich, vertikal gestreift. Der Oberrand ist gerade (Schaffer, ibid".) Bei *Albinus* ist das hintere, erhaltene Ohr der rechten Schale klein, mit vertikaler, welliger Streifung; der Oberrand ist zart gewellt. Soweit es sich aus dem „Reste" des vorderen Ohres erkennen läßt, scheinen beide gleich groß gewesen zu sein. Das vordere Ohr der rechten Schale ist klein und vertikal wellig gestreift; der Oberrand ist zart gewellt. Auch diese beiden Ohren scheinen gleich groß gewesen zu sein.

Pecten gigas zeigt auf der rechten Schale zirka zwölf Hauptrippen und beiderseits je zwei seitliche, schwächere Rippen, auf der linken Schale elf Hauptrippen und beiderseits zwei bis drei dünne, seitliche Rippen. *Albinus* dagegen hat sowohl auf der rechten wie auf der linken Schale je neun Hauptrippen, auf der Vorderseite der rechten Schale drei, auf der Hinterseite zirka sechs und auf der Vorderseite der linken Schale zirka sechs und auf der Hinterseite drei seitliche Rippen.

Pecten Albinus zeigt eine feine wellige, regelmäßig-konzentrische Skulptur und eine kaum merkliche Andeutung einer Radialstreifung, während *gigas* auch eine mehr oder minder deutliche, regelmäßige, feine Radialstreifung zeigt. Schließlich möchte ich noch erwähnen, daß das Gehäuse von *Albinus* viel dickschaliger ist wie jenes von *gigas*. Ich glaube, die angeführten Unterschiede rechtfertigen genügend die Verschiedenheit beider Arten; es zeigen dies ja auch die Abbildungen von *Albinus*, Tafel XX (I), Figur 1, 2 und jene, die Schaffer für *gigas* gibt.

Die nächste Form, die für eine Unterscheidung von *Albinus* heranzuziehen ist, ist *Pecten caralitanus Meneghini*, von Ugolini fälschlich als *kalaritanus* bezeichnet. Ugolini hat diese Form ebenfalls zu seiner Gattung *Inaequipecten* gestellt. Ich habe schon seinerzeit (3) erklärt, daß auch diese Form zur Untergattung *Amussiopecten* gehört. Schon Meneghini (9) sagt, daß sein *Pecten caralitanus* viel Aehnlichkeit mit *Pecten gigas* (damals noch *Pecten solarium* genannt) besitze. Auch *Pecten caralitanus* Meneghini ist sehr wohl von *Pecten Albinus* unterscheidbar. Dies zeigt schon der erste Blick auf die beiden Abbildungen; denn beide Arten unterscheiden sich sehr gut in ihrem Umrisse und ganz besonders durch die Zahl der Rippen. Da möchte ich wieder auf Ugolinis (2) Gattung *Inaequipecten* und die von ihm für dieselbe gegebene Charakteristik und seine „caratteri fondamentali" verweisen. Ugolini (Seite 192) sagt: „. . . . . la grossezza ed il numero poco notevole delle coste . . . . ." Das stimmt aber für *caralitanus* nicht, denn Ugolini gibt für die rechte Schale dieser Art, Seite 201, selbst zwanzig Rippen an! Ebenda sagt Ugolini: „Le orecchiette grandi e leggamente ineguali . . . . .", während er Seite 192 „l' ineguaglianza delle orecchiette" als eine wesentliche Eigenschaft erklärt. Und wenn schließlich Ugolini (2, Seite 201) sagt: „Di questa specie, di cui fino ad ora almeno si conosce solamente la valva destra . . . . .", so zeigt dies wieder, daß Ugolini in der Literatur nicht sehr bewandert ist, denn sonst hätte er wissen

müssen, daß Schaffer (**10**) bereits 1902 die Oberschale = linke Schale dieser Art beschrieben und abgebildet hat. Später dann hat auch Daus (**11**) die linke Schale von *caralitanus* beschrieben.

Die rechte Schale des *Pecten caralitanus* hat sechzehn bis zwanzig starke, nahe dem Wirbel abgerundete, gegen den Rand zu abgeplattete, aber sich nur wenig verflachende Rippen, aber keine — zum Unterschiede von den verwandten Formen — seitlichen Rippen. Die linke Schale hat nach Schaffer (**10**) 14, nach Daus (**11**) aber elf Rippen. Schaffer (**10**, Seite 66) gibt noch ein feines Radialrippchen in den Zwischenräumen der linken Schale an, das nach Daus (**11**, Seite 487) nur bei großen, ausgewachsenen Exemplaren sichtbar ist und auch da meist nur auf der unteren Schalenhälfte deutlich. Dies ist aber — wie schon Daus hervorhebt — kein prinzipieller Unterschied. Die linke Schale hat ferner gegen die Seiten zu je ein stark erhabenes Büschel von etwa zwölf feinen Streifen. Der Unterschied zwischen *caralitanus* und *Albinus* liegt nun darin, daß der Umriß der Schale bei *caralitanus* kreisrund-gleichseitig, bei *Albinus* oval-ungleichseitig ist. Die sechzehn bis zwanzig Rippen der rechten Schale bei *caralitanus* sind durch tiefe, nur halb so breite Zwischenfurchen getrennt, bei *Albinus* dagegen sind die neun Hauptrippen nur wenig breiter als die Zwischenräume. Die rechte Schale des *Pecten Albinus* hat deutliche Seitenrippen, jene des *caralitanus* keine. Bei *caralitanus* werden die Rippen gegen die Seiten zu flacher und verschwinden fast vollständig, während dies bei *Albinus* nicht der Fall ist. Die linke Schale des *caralitanus* zeigt elf bis vierzehn Rippen und seitlich, stark erhaben, je ein Büschel von etwa zwölf feinen Streifen; die Rippen sind halbkreisförmig, durch gleich breite Zwischenräume getrennt und gegen den Rand zu wenig verflacht. Die Zwischenräume der linken Schale des *caralitanus* zeigen bei großen, ausgewachsenen Exemplaren eine mehr oder minder deutliche, feine Radialrippe. Die linke Schale des *Albinus* hat neun Hauptrippen und deutliche Seitenrippen; die Hauptrippen sind ebenso abgeplattet wie jene der rechten Schale. Ein „Radialrippchen" ist nicht vorhanden. Die Ohren sind bei *caralitanus* groß, bei *Albinus* aber im Verhältnisse zur Größe klein.

Eine andere Form, *Pecten Fucinii* Ugolini, von welcher nur die rechte Schale mit ihren siebzehn fast doppelt so breiten Rippen wie die Zwischenräume bekannt ist, kommt für einen Vergleich mit *Pecten Albinus* weiter nicht in Betracht. Wenn ich die Art aber hier anführe, so ist dies deshalb, weil sie Ugolini (**2**, Seite 203) auch zu seiner Gattung *Inaequipecten* stellte und ich (**3**) sie als zu *Amussiopecten* gehörig bezeichnete. Jedenfalls ist *Pecten Fucinii* dem *Pecten caralitanus* näher verwandt als dem *Pecten* (*Flabellipecten*) *Besseri* Andrzejowski, wie Ugolini angibt.

Zwei andere *Inaequipecten*-Formen Ugolinis sind *Pecten arboreanensis* und *Lovisatoi*. Auch diese beiden Formen gehören meines Erachtens zu *Amussiopecten*, wenngleich ich nicht sicher die Innenseite der Schalen kenne. Jedoch zeigt die Figur 5 *b*, die Ugolini (**2**) auf Tafel XI (II) für *Pecten Lovisatoi* gibt, auf die „Ausfüllungsmasse" dort, wo ein Teil der Schale (der linken Schale) fehlt, sehr deutlich

die Rippen abgedrückt; und da glaube ich nicht fehl zu gehen, wenn ich für *Lovisatoi*, dem — nach Ugolinis Angabe — Verwandten des *arboreanensis*, innere Rippen annehme. Denn dieses Merkmal zeigt auch *Pecten Albinus*, dessen „*Amussium*-Rippen" außer Zweifel stehen. Und wären bei *Lovisatoi* keine inneren Rippen vorhanden, dann könnte die Ausfüllungsmasse des Viszeralraumes des Tieres keine Rippenabdrücke zeigen! Dann zeigen sowohl *Pecten Lovisatoi* als auch *arboreanensis* die seitlichen Rippen, die in der Wirbelgegend gerundeten, dann abgeplatteten und gegen den Rand zu mehr oder weniger verflachten Rippen; dies stimmt auch für *Amussiopecten*, zum mindesten für einen Kreis von sehr nahe verwandten Formen, zu welchen ich *Pecten gigas*, *Albinus*, *caralitanus*, *Lovisatoi*, *arboreanensis* usw. stelle. Schließlich erklärt Ugolini (2) selbst seinen *Pecten arboreanensis* als verwandt „il *Pecten solarium* Lmk. figurato dall' Hoernes alla tav. LX, Fig. 1 (hier Literatur Nr. 5).

Pecten Lovisatoi gehört zu jenen Formen, die dem *Pecten Albinus* nahe stehen. *Lovisatoi* besitzt auf der rechten Schale zehn Hauptrippen, drei Seitenrippen vorn und vier rückwärts; auf der linken Schale zehn Hauptrippen und vier, bzw. drei Seitenrippen. Der Unterschied gegenüber dem *Pecten Albinus* liegt im Umrisse der Schalen, der Zahl der Rippen und der Größe und Form der Ohren. Die Rippen der beiden genannten Arten unterscheiden sich auch durch ihre Form, ihre Größe und das Verhältnis zu den Zwischenräumen. Die Beschreibungen und Abbildungen von Ugolini und mir zeigen dies ja ganz deutlich.

Was endlich den *Pecten arboreanensis* Ugolini anbelangt, so hat dessen rechte Schale elf Hauptrippen und beiderseits je vier Seitenrippen, die linke Schale zehn Hauptrippen und beiderseits fünf bis sechs Seitenrippen. *Arboreanensis* erinnert in seinem Umrisse sehr stark an *Albinus*; aber die Form und Größe der Ohren unterscheidet beide Arten sehr deutlich. Denn hat *Albinus* kleine Ohren, so sind die des *Pecten arboreanensis* sehr groß; auch diese beiden Arten unterscheiden sich durch die Zahl, Form und Größe der Rippen.

Von *Pecten* (*Amussiopecten*) *burdigalensis* und dessen Varietäten unterscheidet sich *Albinus* so deutlich, daß ich von einem Vergleiche zwischen den einzelnen Arten und *Albinus* ohne weiteres absehen kann; das Gleiche gilt für *Pecten galloprovincialis* Matheron, *Guebhardi* Depéret-Roman, *Koheni* Fuchs, *Pasinii* Meneghini, *De Stefanii* Ugolini und *Vinassai* Ugolini. Das sind jene Formen, die ich im „Fossilium Catalogus" (12) zu *Amussiopecten* gestellt habe.

Zum Schlusse möchte ich nun nur noch ein paar Worte über Ugolinis Gattung *Inaequipecten* verlieren. Ich habe gezeigt, daß Ugolini zu *Inaequipecten* Formen gezogen hat, die zu anderen Untergattungen gehören: *Pecten Lovisatoi* Ugolini, *arboreanensis* Ugolini, *caralitanus* Meneghini, *gigas* Schlotheim und *Fucinii* Ugolini zu *Amussiopecten*, hingegen *Pecten planosulcatus* Matheron zu *Flabellipecten* (für letztere Art siehe Literatur Nr. 3). Nun bleiben noch *Pecten Tournali* De Serres (den Ugolini als Typus für *Inaequipecten* erklärte), dessen Varietät *pseudo-Tournali* Ugolini und *Pecten gibbangulatus* Sacco. Ich glaube, ich kann mich da kurz fassen:

ich stelle *Pecten Tournali De Serres* mit Sacco (7) zu *Nodipecten* (bei Sacco = *Macrochlamys*) und ebendahin auch *Pecten gibbangulatus* Sacco und *terebratulaeformis* De Serres, einen sehr nahen verwandten des *Tournali*, sofern man diese beiden Arten nicht vereinigt. Ugolinis *Pecten Tournali var. pseudo-Tournali n. var?* habe ich (3) mit Tournali vereinigt.

Pecten (Amussiopecten) Kadici n. sp.

Tafel XXI [II], Figur 1, 2 und Textfigur 2.

Länge: 201 *mm*, Höhe 163 *mm*, Dicke 69 *mm*.

Gehäuse dickschalig, ungleichklappig, ungleichseitig, viel länger als hoch, vollkommen abgerundet, oval.

Rechte Schale stark gewölbt, Wirbel stark eingekrümmt, neun starke, untereinander annähernd gleich breite, abgeplattete, am Wirbel gewölbte Rippen, wenig breiter als die Zwischenräume. Auf der Vorderseite zirka fünf, auf der Rückseite drei schmale, seitliche Rippen. Schale mit feinen, welligen, regelmäßigen, konzentrischen, jedoch zart erhabenen Anwachsstreifen bedeckt. Ohren sehr groß, ungleich, vorderes mit seichtem Byssusausschnitt; etwas gekrümmt, vertikal wellig gestreift; Oberrand ziemlich gerade.

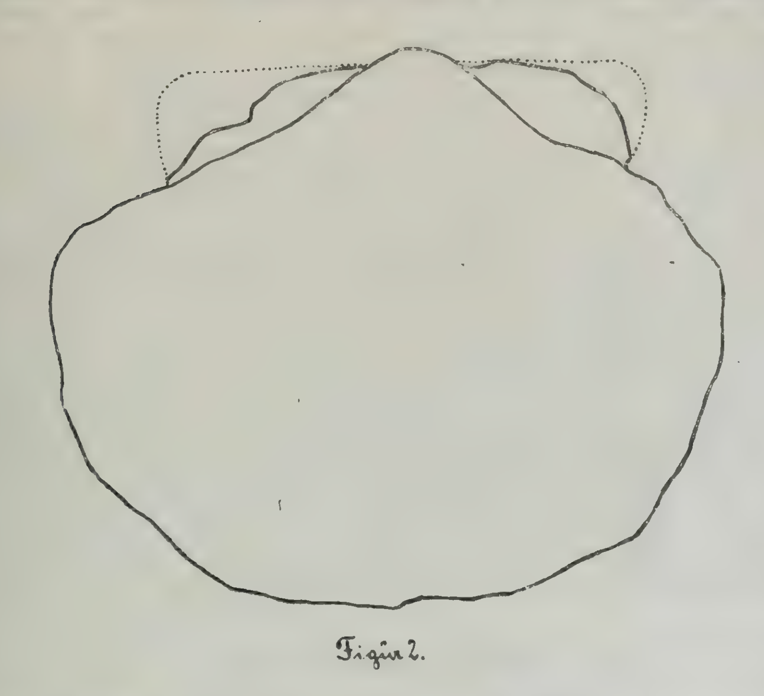
Linke Schale stärker (wenn auch schwächer als die rechte) gewölbt, am Wirbel nicht eingedrückt. Neun Hauptrippen, untereinander gleich stark mit Ausnahme der ersten und neunten Rippe, die schmäler sind, etwas breiter als die Zwischenräume, am Wirbel gewölbt, sonst aber abgeplattet. Beide Seiten stärker erhöht, Vorderseite mit zirka fünf, Rückseite mit drei seitlichen, schmalen Rippen. Schale mit feinen, welligen, regelmäßigen, konzentrischen, zart erhabenen Anwachsstreifen — stärker als auf der rechten Schale — bedeckt. In der Furche zwischen der zweiten und dritten und sechsten und siebenten Rippe ist ein dünnes, zartes Rippchen, immer näher der vorderen Rippe, das ungefähr in der halben Schalenhöhe beginnt und gegen den Schalenrand zu deutlicher wird. Ohren sehr groß, ungleich, vertikal wellig gestreift; Oberrand ziemlich gerade.

Die Innenseite der beiden Schalen ist unbekannt. Auch dieser Rest stammt ebenfalls aus dem Leithakalk des Platsch und ist Eigentum des geologisch-paläontologischen Institutes der Universität Graz. Es ist ein Doppelschalenrest; beide Schalen sind durch die Ausfüllungsmasse des Viszeralraumes des Tieres fest verbunden; sie sind recht gut erhalten, abgesehen von kleineren Absprengungen der Schalenmasse am unteren Rande. Die Skulptur der Schale ist sehr gut feststellbar, wenngleich dieselbe nur an wenigen Stellen erhalten ist, da die äußere Schalenschichte größtenteils fehlt. Beide Ohren sind nur zum Teil erhalten; sie sind, wie auch aus den beiden Abbildungen hervorgeht, sehr groß und ungleich.

Die vierte Rippe der rechten Schale ist zwar um mehr als die Hälfte schmäler, die dritte Rippe breiter als die anderen Rippen, doch messe ich diesem Umstande keinerlei Bedeutung bei.

Ich nenne diesen schönen Rest *Pecten Kadici* mihi, meinem hochverehrten Herrn Kollegen B. Ottokar Kadic in Budapest zu Ehren. Auch diese Art stelle ich zur Untergattung *Amussiopecten* Sacco.

Für einen Vergleich mit *Pecten Kadici* kommt zuerst einmal *Pecten Albinus* mihi in Betracht. Das auffallendste Unterscheidungsmerkmal zwischen beiden Arten sind die Ohren; denn *Pecten Kadici* zeigt sehr große Ohren, gegenüber den kleinen des *Pecten Albinus.* Das zweite, deutliche Merkmal bildet der Umriß der beiden Schalen; denn *Pecten Kadici* ist noch viel länger als hoch, als dies bei *Albinus* der Fall war. Auch ist *Pecten Kadici* bedeutend ungleichseitiger als *Albinus.* Ein anderer Unterschied besteht bei den beiden genannten



Figur 2.

Arten in der Skulptur; die feine, wellige, regelmäßig konzentrische Anwachsverzierung, die die Schalen der beiden genannten Arten zeigen, ist bei *Pecten Kadici* zum Unterschiede von *Albinus* noch zart erhaben. Ein weiterer Unterschied ist dann noch der, daß bei *Pecten Kadici* die Oberschale (= linke Schale) nicht so flach ist wie bei *Pecten Albinus,* daß vielmehr bei *Kadici* der Unterschied in der Wölbung der beiden Schalen nicht so groß ist wie bei *Albinus.* Die linke Schale des *Pecten Kadici* ist auch am Wirbel nicht eingedrückt. Das Vorhandensein innerer Rippen bei *Kadici* steht außer Zweifel.

Jene anderen Arten, die mit *Pecten Kadici* zu vergleichen wären, sind: *Pecten caralitanus* Meneghini, *Fucinii* Ugolini, *arboreanensis* Ugolini und *Lovisatoi* Ugolini. Ich kann mich mit Rücksicht auf die Ausführungen bei *Pecten Albinus* hier kürzer fassen. *Pecten gigas*, *Pecten urdigalensis* und seine Varietäten kommen für einen Vergleich

mit *Pecben Kadici* nicht in Betracht. Von *caralitanus* unterscheidet sich *Kadici* tdurch die Wölbung der beiden Schalen, die Form und den Umriß, die Zahl der Rippen, die seitlichen Rippen und die Skulptur. Interessant ist die Tatsache, daß Schaffer (**10**, Seite 66) bei *caralitanus* ein feines Radialrippchen in den Zwischenräumen der linken Schale anführt, dessen Vorhandensein Daus (**11**, Seite 487) für große, ausgewachsene Exemplare bestätigt; *Kadici* zeigt, wie ich bereits angab, in der Furche zwischen der zweiten bis dritten und sechsten bis siebenten Rippe ebenfalls ein zartes Radialrippchen.

Pecten Fucinii Ugolini (**2**) mit seinen siebzehn Rippen auf der rechten Schale kommt für einen Vergleich mit *Kadici* weiter nicht in Betracht; jedenfalls aber besteht zwischen diesen beiden Arten in bezug auf die Wölbung der Schalen, die Zahl und Form der Rippen und den Umriß der Schale genügend Unterschied.

Was den *Pecten Lovisatoi* Ugolini (**2**) anbelangt, so unterscheidet sich derselbe von *Kadici* durch den Umriß der Schalen, deren Wölbung, die Zahl und Form der Rippen und durch die Skulptur.

Die letzte Art endlich, die ich für einen Vergleich mit *Pecten Kadici* mihi heranziehen möchte, ist *Pecten arboreanensis* (**2**). Diese Form steht dem *Pecten Kadici* nicht so fern; sie unterscheiden sich durch die bedeutend stärkere Wölbung der linken Schale bei *Kadici*, ferner durch den Umriß beider Schalen, durch die Zahl ihrer Hauptrippen und deren Größe und Form.

Ich habe es vermieden, bei den beiden neuen Arten *Pecten Albinus* und *Pecten Kadici* mihi langatmige Unterscheidungsmerkmale anzuführen; mir kam es in erster Linie darauf an, festzustellen, daß Umriß der Schalen, Wölbung derselben, Zahl der Rippen und deren Form und Größe sowie Gestalt der Ohren und Skulptur verschieden sind. Ein Blick auf die Abbildungen zeigt zur Genüge, daß beide Arten — *Pecten Albinus* und *Kadici* — tatsächlich neue Formen darstellen. Die Abbildungen werden durch die erschöpfenden Beschreibungen der neuen Arten hinreichend erläutert.

Pecten (Amussiopecten) Schwinneri n. sp.

Tafel XXII [III], Figur 1 und Textfigur 3.

Länge: 199 *mm*, Höhe 178 *mm*.

Gehäuse dickschalig, etwas ungleichseitig, viel länger als hoch, vollkommen abgerundet, kreisförmig.

Rechte Schale stark gewölbt, Wirbel stark eingekrümmt, neun starke Rippen (erste und neunte etwas schmäler, die anderen gleich breit), am Wirbel abgerundet, dann abgeplattet, gegen den Rand zu flacher werdend, am unteren Schalenrand fast ganz verwischt, doppelt so breit als die Zwischenräume. Zwischen der ersten und zweiten Rippe, gegen die zweite hin gerückt, in der Zwischenfurche ein sehr zartes und zwischen der zweiten und dritten Rippe in der Zwischenfurche ein stärkeres, breiteres Zwischenrippchen. Ein zartes Rippchen auch in der Mitte zwischen der siebenten und achten Rippe. Auf der Vorderseite fünf, auf der Rückseite vier seitliche Rippen, deren

erste jederseits die dünnste und schwächste ist, während die letzte jeder Seite stärker und breiter ist. Die ganze Schale mit welligen, konzentrischen Anwachsstreifen verziert, derart, daß diese Anwachsskulptur am Wirbel, wie am ersten Drittel der Schale überhaupt, sehr fein ist, während sie sich dann zart erhebt und gegen den Rand zu dann immer erhabener wird. Die Erhabenheit der Skulptur ist sehr unregelmäßig und hat stellenweise ein schuppiges Aussehen. Eine sehr unregelmäßige, zarte Radialstreifung manchmal in den Zwischenfurchen erkennbar. Zirka 30 *mm* vom unteren Schalenrande, zeigt die Schale einen stärkeren Abfall nach unten; es ist dies an jener Stelle, wo am Bilde (Tafel XX [III], Figur 1) am unteren Schalenteile drei Anwachsstreifen viel stärker hervortreten. Nach diesem Abfall der Schale verflachen die Rippen besonders rasch und stark.

Die Ohren sind sehr groß, etwas gekrümmt, ungleichseitig, vorderes mit deutlichem Byssusausschnitt; der Oberrand ist gerade, die Verzierung besteht — soweit dies erkennbar ist — in einer welligen, vertikalen Streifung.

Der mir vorliegende Rest (Nr. 4830) stammt aus dem Leithakalke des Graubtales bei Gamlitz, den Hilber (**13**, Seite 260, 261) untersucht hat. Von dem genannten Reste liegt mir nur die rechte Schale vor. Wenn ich die Begründung neuer Arten auf Grund nur einer Schale nie als glücklich bezeichnete und nun dennoch auf Grund einer rechten Schale allein eine neue Art geschaffen habe, so liegt meiner Ansicht nach darin keine Inkonsequenz, denn jene rechte Schale, für die ich die Bezeichnung *Pecten Schwinneri* mihi wählte, kann nur zu jenen *Pecten*-Formen gehören, die in der Untergattung *Amussiopecten* Sacco vereinigt sind. Und von diesen Arten ist *Pecten Schwinneri* sehr wohl verschieden. *Pecten Schwinneri* gehört eben auch zu den „*Vola*-ähnlichen Formen“ mit inneren Rippen. (E. Philippi (**6**, Seite 82.)

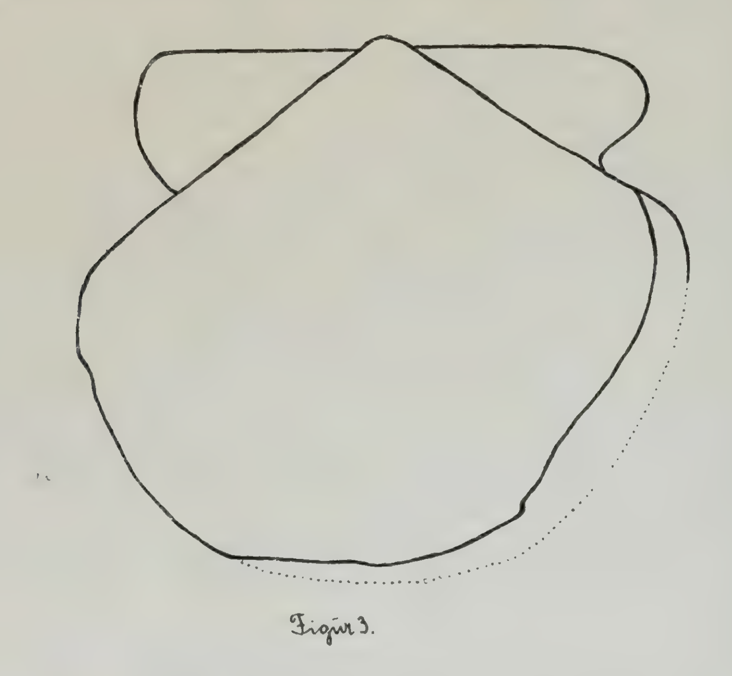
Für einen Vergleich mit *Pecten Schwinneri* mihi kommen eigentlich nur drei Formen in Betracht: *Pecten Albinus* mihi, *Pecten Kadici* mihi und *Pecten arboreanensis* Ugolini.

Pecten Schwinneri — Herrn Dr. Robert Schwinner, Graz, zu Ehren benannt — unterscheidet sich von *Pecten Albinus* mihi durch die auffallend großen Ohren bei *Schwinneri*, durch die Gestalt und den Umriß der Schale, durch die Form und Größe der Rippen und durch die Skulptur; es sind dies so deutliche Unterscheidungsmerkmale, daß ich dieselben einander nicht besonders gegenüberzustellen brauche.

Ein Blick auf die Textfiguren 2 und 3 zeigt sofort, daß sich *Pecten Kadici* und *Pecten Schwinneri* in der Form und den Umriß der Schalen sehr gut unterscheiden. *Kadici* ist viel länger als hoch und ungleichseitiger, als dies bei *Schwinneri* der Fall ist. In der Skulptur stehen sich diese beiden Arten näher, doch ist bei *Kadici* die Anwachsskulptur nicht so erhaben wie bei *Schwinneri*. Auch *Pecten Schwinneri* zeigt einzelne zarte, schmale Zwischenrippen auf der rechten Schale. Die Hauptrippen sind bei *Schwinneri* viel stärker, breiter und gegen den Rand zu fast ganz verwischt, während dieselben bei *Albinus* gegen den Rand zu wenig, bei *Kadici* aber gar nicht verflacht sind.

Schließlich unterscheiden sich beide Arten auch durch den Wirbel. *Pecten Schwinneri* ist auch viel stärker gewölbt als *Pecten Kadici.* Das Vorhandensein der inneren Rippen ist auch bei *Schwinneri* über jeden Zweifel erhaben und aus dem mir vorliegenden Reste feststellbar. Auch die Ohren sind bei *Pecten Schwinneri* größer und gekrümmter als bei *Kadici.* Alle diese Unterschiede sind deutlich feststellbar und rechtfertigen meines Erachtens die Artverschiedenheit des *Kadici* und *Schwinneri.*

Die dritte Art schließlich, die ich zur Unterscheidung von *Schwinneri* heranziehen möchte, ist *Pecten arboreanensis* Ugolini (**2**). Ugolini (**2**, Seite 198—199, Tafel XII [III], Figur 4) hat diese Art



Figur 3.

in natürlicher Größe abgebildet; jedenfalls steht dieselbe dem *Pecten Schwinneri* nahe. *Pecten arboreanensis* hat nach Ugolini (Seite 199) auf der rechten Schale elf Rippen und vorn und rückwärts je vier seitliche Rippen. Der Unterschied zwischen diesen beiden Arten besteht nun darin, daß *Schwinneri* nur neun Hauptrippen und fünf, bzw. vier seitliche Rippen hat. Bei *arboreanensis* sind die Zwischenfurchen ungefähr von derselben Breite wie die Rippen, bei *Schwinneri* sind die Zwischenfurchen nur halb so breit wie die Rippen. Die Rippen sind bei *arboreanensis* gegen den Rand zu wenig verflacht, bei *Schwinneri* fast ganz verwischt. Jedenfalls fehlen dem *Pecten arboreanensis* die feinen, zarten Rippchen in den Zwischenfurchen. Ugolinis *arboreanensis* ist 171 *mm* lang und 156 *mm* hoch (gemessen an Ugolinis Abbildung); wenn auch *Schwinneri* viel größer ist, so ist er doch im Verhältnis zu *arboreanensis* viel länger als hoch, was

auch eine Verschiedenheit im Umrisse bedingt. Auch sind die Ohren des *Pecten Schwinneri* ganz bedeutend größer als jene des *arboreanensis* und anders gestaltet, namentlich das vordere. Auch scheinen jene des *arboreanensis* nicht gekrümmt zu sein. Ferner ist *Pecten Schwinneri* ganz bestimmt stärker gewölbt. Das alles sind Merkmale, die beide Arten recht gut unterscheiden lassen.

Auch *Pecten Kadici* und *Pecten Schwinneri* gehören zu dem „Kreis von verwandten Formen", von welchem ich Seite 489 gesprochen habe.

Um nun auch ein paar Worte über den Erhaltungszustand des *Pecten Schwinneri* zu sagen: die rechte Schale sitzt auf einem Leithakalk-Klumpen; sie ist gut erhalten bis auf die Beschädigungen der vorderen und unteren Randpartien (Textfigur 3). Die Skulptureigentümlichkeiten, Rippen, Zwischenfurchen usw. sind einwandfrei beschreibbar, unverletzt erhalten. Die beiden Ohren sind fast nur als Abdrücke erhalten. Vom vorderen ist nur ein Stück in der Wirbelgegend, vom rückwärtigen ein größerer Teil am Wirbel und längs der Schale vorhanden. Die Umrisse der Ohrenabdrücke sind sehr scharf und deutlich. Zwischen der in der Textfigur 3 voll ausgezogenen und punktierten Linie ist zum größten Teil der innere Schalenabdruck am Gesteine sichtbar.

Pecten (*Amussiopecten*) *Dregeri n. sp.*

Tafel XXII [III], Figur 2, 3 und Textfigur 4.

Länge zirka 240 *mm*, Höhe zirka 220 *mm*.

Gehäuse im Verhältnis zur Größe dünnschalig, ungleichklappig, ungleichseitig, viel länger als hoch, vollkommen abgerundet, oval.

Rechte Schale stark gewölbt, Wirbel stark eingekrümmt; zehn starke, am Wirbel gerundete, gegen den Rand zu immer stärker abgeplattete Rippen, die sich gegen den Rand sehr wenig verflachen; Rippen untereinander gleich breit (ausgenommen die erste und zehnte Rippe, die wenig schmäler sind), breiter als die Zwischenräume. Auf der Vorderseite drei, auf der Rückseite vier seitliche Rippen. Die ganze Schale mit sehr regelmäßigen, welligen, konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt, die in den Zwischenfurchen sehr zart sind, auf den Rippen aber stärker hervortreten und manchmal ein schuppiges Aussehen derselben hervorrufen. Zirka 28 *mm* vom unteren Rande entfernt ist der erste von vier besonders stark hervortretenden Anwachsstreifen, die gegen den Schalenrand zu in ziemlich gleichen Abständen auftreten; dieselben geben der Schale ein eigenartiges Aussehen. In den Zwischenfurchen ist auch eine sehr unregelmäßige, zarte Radialstreifung wahrnehmbar. Außerdem aber ist in der Furche zwischen der vierten bis fünften, sechsten bis siebenten und neunten bis zehnten Rippe je ein deutliches, zartes Rippchen vorhanden; jenes zwischen der sechsten bis siebenten Rippe ist das kräftigste. Jenes Zwischenrippchen zwischen der vierten bis fünften und neunten bis zehnten Rippe liegt in der Mitte der Furche, jenes zwischen der sechsten bis siebenten Rippe mehr gegen die vordere, sechste Rippe zu. Ungefähr 75 *mm* unter dem Wirbel werden die Zwischenrippchen und die

Radialstreifung sichtbar, um dann gegen den Rand zu stärker hervorzutreten. Die Radialstreifung ist auch auf den Rippen sehr unregelmäßig wahrnehmbar. Die Ohren sind sehr groß, ungleichseitig, fein wellig und annähernd vertikal gestreift; der Oberrand ist gerade. Das vordere Ohr zeigt auch eine zarte, schüttere Streifung parallel dem angrenzenden Schalenteile. Ein Byssusausschnitt ist nicht wahrnehmbar.

Linke Schale schwach gewölbt, am Wirbel deutlich eingedrückt; elf starke, annähernd gleich breite Rippen, deren erste, zweite und zehnte, elfte, etwas schmäler sind; die sieben mittleren Rippen sind ungefähr gleich breit mit den Zwischenräumen. Auf den leicht erhöhten Seiten je ein Bündel von fünf zarten Rippen. Die ganze Schale von regelmäßigen, welligen, konzentrischen, feinen Anwachsstreifen bedeckt, schwächer und zarter wie auf der rechten Schale. Nur am unteren Schalenrand sind wieder wie auf der Unterschale (= rechte Schale) vier Anwachsstreifen in ungefähr gleichen Abständen besonders stark hervortretend. In der Furche zwischen der siebenten bis achten Rippe eine deutliche Zwischenrippe, stärker als jene auf der Vorderseite und gegen den Wirbel zu allmählich unsichtbar werdend. Die Radialskulptur ist auf den Rippen und in den Zwischenfurchen äußerst zart und unregelmäßig. Ohren sehr groß, ungleichseitig, fein wellig und annähernd vertikal gestreift.

Der mir vorliegende Rest stammt von Ober-Täubling bei Marburg (Steinberg, rechtes Drauufer), wo er in einem Weingarten beim Umgraben gefunden wurde. Wie die beiden Abbildungen dieses Restes zeigen, ist er insofern stark beschädigt, als beide Schalen gegeneinander gepreßt wurden, was eine Verflachung der rechten und Einbiegung der linken Schale zur Folge hatte. Die punktierten Linien der Figur 4 sind die Rekonstruktionslinien, die vollausgezogenen Linien dagegen stellen den Umriß des vorliegenden Restes dar. Die Rekonstruktionslinien wurden auf Grund der aus dem vorliegenden Reste erkennbaren ursprünglichen Umrißformen und auf Grund des Vergleiches mit den verwandten Formen gezeichnet. Denn auch *Pecten Dregeri mihi* gehört in jenen Kreis von verwandten Formen, von dem ich Seite 489 und 495 gesprochen habe.

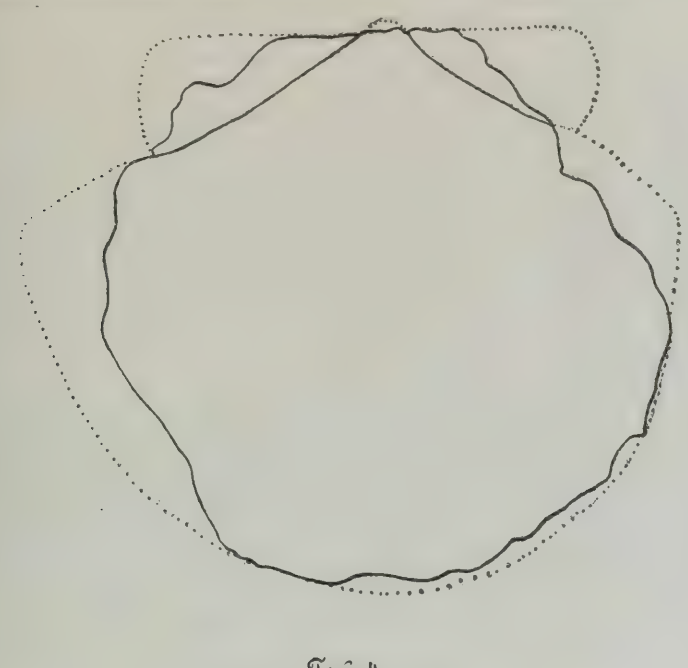
Die Größenverhältnisse des *Pecten Dregeri* habe ich errechnet, indem ich die Ein-, bzw. Ausbuchtungen der Schalen in Abzug brachte; die Maße sind natürlich nur ungefähr angebbar. Den von mir angegebenen Größenverhältnissen von zirka 240 *mm* Länge und zirka 220 *mm* Höhe stehen die Maße des verquetschten Restes mit 262 *mm* Länge und 239 *mm* Höhe gegenüber.

Benannt habe ich den vorliegenden Rest dem Herrn Bergrate Dr. J. Dreger in Wien zu Ehren.

Für einen Vergleich mit *Pecten Dregeri* kommen in erster Linie meine drei neuen Formen, *Pecten Albinus*, *Kadici* und *Schwinneri*, dann *Pecten arboreanensis* Ugolini (**2**), *Lovisatoi* Ugolini (**2**) und *gigas* Schlotheim in Betracht, während *Pecten Fucinii* Ugolini (**2**) und *caralitanus* Meneghini (**9**, **2** und **10**) infolge ihrer größeren Rippenzahl ausscheiden; das gleiche gilt für *Pecten burdigalensis* und seine Varietäten. Damit soll aber nicht gesagt sein, daß nicht alle genannten Formen zusammengehören, sondern es soll nur zum Aus-

drucke gebracht werden, welche Formen innerhalb der Untergattung *Amussiopecten* sich wieder besonders nahe stehen.

Ich habe bei *Pecten Albinus*, *Kadici*, *Schwinneri* und *Dregeri* auf gewisse Sekundärbildungen, auf ganz unregelmäßig auftretende Zwischenrippen hingewiesen. Auch *Pecten caralitanus* Meneghini (**10** und **11**) hat z. B. auf der linken Schale „Radialrippchen". Einzelne Arten zeigen keine, andere wieder Spuren oder eine regelmäßige Radialstreifung; sei es nun in den Zwischenfurchen oder auf den Rippen. Jedenfalls haben wir bei den *Amussiopecten*-Arten sehr merkwürdige und verschiedenartige Skulpturmerkmale und — sagen wir — Zeichen



Figur 4.

einer beginnenden oder abklingenden Sekundärbildung. Es dürfte bei weiteren phylogenetischen Untersuchungen in der Familie der *Pectiniden* nicht uninteressant sein, der Radialstreifung und den Sekundärbildungen, Zwischenrippen, ein besonderes Augenmerk zuzuwenden. Ich habe seinerzeit (**3**, Seite 30, 59) die Ansicht ausgesprochen, daß man bei künftigen phylogenetischen Untersuchungen wird erwägen müssen, ob sich nicht *Oopecten* und *Amussiopecten* von *Flabellipecten* herleiten lassen. Diese Zeilen und die Untersuchungen an den neu beschriebenen Arten haben mich in meiner diesbezüglichen Ansicht bestärkt. Der Ansicht Ugolinis (**14**, Seite 235), daß man *Oopecten* Sacco mit *Amussiopecten* Sacco vereinigen soll, kann ich nicht beistimmen; wenigstens dermalen nicht. Wenn mir ein größeres Untersuchungsmaterial zur Verfügung stehen wird, werde ich dieser Frage nochmals näher treten.

Nun wollen wir *Pecten Dregeri* mit den vorgenannten verwandten Arten vergleichen. *Pecten Albinus* und *Pecten Dregeri* stehen sich in ihrem Umrisse recht nahe; *Pecten Albinus* hat jedoch auf der rechten und linken Schale je neun Hauptrippen, *Pecten Dregeri* dagegen auf der rechten Schale zehn, auf der linken elf. Jene des *Pecten Dregeri* sind viel breiter und tragen immerhin eine Radialstreifung. *Pecten Dregeri* hat auf beiden Schalen Zwischenrippen, *Pecten Albinus* viel zartere nur auf der rechten. Bei *Pecten Dregeri* ist die Radialstreifung in den Zwischenfurchen beider Schalen vorhanden, bei *Pecten Albinus* eigentlich nur in der Furche zwischen der vierten bis fünften Rippe feststellbar. *Pecten Albinus* hat auf beiden Schalen eine feine, konzentrische, wellige, regelmäßige Anwachsverzierung; die des *Dregeri* ist im Prinzipe die gleiche, jedoch auf der rechten Schale ist dieselbe in den Zwischenfurchen zart, auf den Rippen stärker und ruft hier ein schuppiges Aussehen hervor. Gegen den Rand zu hat dann *Pecten Dregeri* auf beiden Schalen die vier besonders stark hervortretenden Anwachsstreifen. Auch in der Art der Ausbildung der Seitenrippen besteht insofern ein Unterschied, als dieselben bei *Pecten Dregeri* „bündelförmig“ erscheinen. Die linke Schale des *Pecten Dregeri* ist am Wirbel viel stärker eingedrückt als jene des *Pecten Albinus.* Ein weiterer Unterschied zwischen beiden Arten besteht in der Form der Ohren. Jene des *Pecten Dregeri* sind mehr als dreimal so groß wie die des *Pecten Albinus* und sind im Gegensatze zu dessen gleichseitigen ziemlich ungleichseitig.

Pecten Kadici unterscheidet sich von *Pecten Dregeri* durch den Umriß der Schale, denn *Pecten Kadici* ist viel länger als hoch, als dies bei *Pecten Dregeri* der Fall ist, durch die geringere Zahl der Rippen, denn *Pecten Kadici* hat auf jeder Schale nur neun Hauptrippen, durch eine stärkere Wölbung der linken Schale und das Fehlen des Eindruckes der linken Schale am Wirbel bei *Pecten Kadici.* Ferner bestehen Unterschiede in der Form und Größe der Rippen, der Radialskulptur und Anwachsstreifung. Auch die großen Ohren des *Pecten Kadici* werden von jenen des *Pecten Dregeri* um ein Bedeutendes in der Größe übertroffen.

Pecten Schwinneri — von dem nur die rechte Schale bekannt ist — hat nur neun Rippen, die gegen den Rand immer mehr verflachen und an demselben fast ganz verwischt und doppelt so breit wie die Zwischenfurchen sind. Die zehn Rippen des *Pecten Dregeri* dagegen sind stärker, tragen eine Radialstreifung, verflachen kaum merklich gegen den Rand zu und sind nicht viel breiter als die Zwischenräume. Die Skulptur dieser beiden Arten ist sehr ähnlich; auch hat sowohl *Pecten Schwinneri* wie *Pecten Dregeri* auf der rechten Schale Radialrippchen. Hingegen hat *Pecten Schwinneri* die unregelmäßige, zarte Radialstreifung nur manchmal in den Zwischenräumen zur Not noch erkennbar. *Pecten Schwinneri* zeigt auch den Seite 493 angeführten Abfall der Schale am unteren Rande, den ich nicht als Verbildung oder „als durch eine äußere Einwirkung hervorgerufen“ ansehen möchte. Die Ohren von *Pecten Dregeri* und *Pecten Schwinneri* sind in Form und Umriß verschieden, jene des *Pecten Dregeri* bedeutend größer.

Die nächste zu vergleichende Art ist *Pecten arboreanensis* Ugolini von welcher Art Ugolini (**2**, Seite 199) elf Hauptrippen auf der rechten und zehn auf der linken Schale angibt. Nach Ugolinis Abbildung (**2**, Tafel XII [III], Figur 4*b*) möchte ich aber auch auf der linken Schale elf Hauptrippen zählen, wenngleich die erste, zweite und elfte Rippe schmäler wären als die mittleren. Beide Arten, *Pecten Dregeri* und *arboreanensis*, unterscheiden sich durch die Zahl, Größe und Form der Rippen, die Skulptur, die sekundären Bildungen, die Form, Größe und Beschaffenheit der Ohren.

Was den *Pecten Lovisatoi* Ugolini (**2**, Seite 197, 198, Tafel XI [II], Figur 5*a*, *b*) anbelangt, so gibt Ugolini auf jeder Schale zehn Hauptrippen an; ich kann jedoch nicht umhin, zu bemerken, ob es nicht besser wäre, wenn man auf jeder Schale elf Hauptrippen zählen würde. Wie dem auch sei: *Lovisatoi* und *Pecten Dregeri* lassen sich recht gut unterscheiden. *Pecten Dregeri* ist im stärkeren Maße länger als hoch wie *Lovisatoi* und Größe, Form der Rippen, Skulptur, Form und Größe der Ohren sind bei beiden Arten sehr verschieden. An Ugolinis Abbildung gemessen, hat sein *Pecten Lovisatoi* eine Länge von zirka 110 (115) *mm* und eine Höhe von 105 *mm*; das Verhältnis dieser Maße und jener bei *Pecten Dregeri* bedingen einen Unterschied im Umrisse der Schalen der beiden in Rede stehenden Arten.

Endlich wäre noch *Pecten gigas* Schlotheim zum Vergleiche heranzuziehen. *Pecten gigas* hat auf der rechten Schale zirka zwölf, auf der linken elf Rippen, die auf beiden Schalen jederseits von seitlichen Rippen begleitet werden. *Pecten Dregeri* hat aber auf der rechten Schale nur zehn, auf der linken allerdings auch elf Rippen. Jedoch bestehen meiner Ansicht nach in bezug auf die Rippen, die Skulptur der Schalen, das Auftreten von Zwischenrippchen, die Zahl der Rippen, die Seitenrippen, die Ohren und den Umriß der Schalen so weitgehende Unterschiede, daß sich *Pecten Dregeri* mihi von *Pecten gigas* Schlotheim sehr wohl unterscheiden läßt.

Pecten (Amussiopecten) n. sp.?

Tafel XXI [II], Figur 3.

Länge zirka 235 *mm*, Höhe zirka 220 *mm*.

Zum Schlusse möchte ich noch den Rest eines großen *Pectiniden* von Leibnitz NW erwähnen, der sich ebenfalls im geologisch-paläontologischen Institute der Universität Graz befindet. Es ist ein sehr großer, ungefähr in der halben Höhe eingedrückter Rest einer rechten Schale. Dieselbe ist stark gewölbt, der Wirbel stark eingekrümmt. Ich zähle elf Hauptrippen, die durch viel schmälere Zwischenfurchen getrennt sind. Die Rippen sind am Wirbel gewölbt, dann abgeplattet und gegen den Schalenrand sehr stark verflacht. Gegen die Seiten zu werden die Rippen sehr flach und verschwinden nahezu vollständig, wie dies Schaffer (**10**, Seite 66) von *Pecten caralitanus* angibt. Die Rippen sind so ziemlich gleich breit, ausgenommen die erste und wohl auch elfte, die etwas schmäler sind. Die ganze Schale ist mit

einer feinen, welligen, regelmäßig konzentrischen Anwachsverzierung bedeckt; dieselbe tritt mitunter etwas stärker hervor, gegen den Schalenrand zu sind dann einzelne Anwachsstreifen stärker erhaben. Eine Radialstreifung in den Zwischenfurchen vermag ich nicht zu erkennen. Die vierte Rippe hingegen zeigt eine zarte Radialstreifung; auch die fünfte Rippe. Auf derselben ist überdies in der Mitte ihrer Höhe anscheinend ein zartes Rippchen, das gegen den Wirbel zu äußerst rasch, gegen den Schalenrand allmählich verflacht. Die Ohrèn sind groß, zart, regelmäßig wellig gestreift; das vordere zeigt auch eine feine Streifung, parallel dem angrenzenden Schalenrande. Der Oberrand ist offenbar gerade.

Der soeben beschriebene Rest ist sehr stark verletzt. In ungefähr der halben Höhe der rechten Schale ist er eingedrückt; das vordere Ohr ist nur zum Teil, das rückwärtige überhaupt nicht vorhanden. Auch der Schalenrand ist sehr stark beschädigt, ein großer Teil desselben, namentlich der rückwärtige, ist nicht vorhanden. Die Abbildung läßt hier alles ja sehr gut erkennen. Von einem „Rekonstruktionsversuche“ dieses Restes habe ich abgesehen. Ich könnte ja auch für diesen Rest gegenüber den anderen *Amussiopecten* eine große Zahl von Unterschieden ins Treffen führen. Aber ich habe schon *Pecten Schwinneri* auf Grund der nur bekannten rechten Schale ungern als neue Art beschrieben; doch war diese gut erhalten und hat Merkmale gehabt, die diese Artbegründung innerhalb der Untergattung *Amussiopecten* ohne weiteres rechtfertigen. Der in Rede stehende Rest von Leibnitz ist aber nur sehr dürftig erhalten. Obwohl er Merkmale hat, die auf eine neue Art schließen lassen würden, will ich von der Aufstellung einer solchen dermalen absehen und begnüge mich mit der Beschreibung desselben. Sollten aber andere Forscher geneigt sein, den in Rede stehenden Rest von Leibnitz als neue Form aufzufassen, dann würde ich für diese *Pecten*-Art den Namen *Pecten* (*Amussiopecten*) *Jaworskii* — Herrn Kollegen Jaworski in Bonn zu Ehren — vorschlagen.

Literaturverzeichnis.

1. Sacco F., Novità malocologiche. Estratto dalla Paleontologia italiana. Fasc. V—VI. 1897.
2. Ugolini R., Monographia dei *Pettinidi* neogenici della Sardegna. Parte prima. Generi: *Chlamys, Hinnites, Inaequipecten.* Palaeontographia Italica. Volume XII. Pisa 1906.
3. Teppner W. von, Die Familie der *Pectinidae*, ihre Unterfamilien, Gattungen und Untergattungen. (Bemerkungen zur Systematik der tertiären *Pectinidae*, nebst den neuen Gattungen und Untergattungen *Philippia, Rogeria, Oppenheimopecten, Depéretia, Blanckenhornia, Hilberia, Heritschia* und *Jaworskia* der Unterfamilie *Volainae.*) Mit Bemerkungen von Professor Dr. Max Blanckenhorn (Marburg a. L.) und Dr. Erich Jaworski (Bonn). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. XLIII. Beilageband. Stuttgart 1919.
4. Schaffer F. X., Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der ersten Mediterranstufe des Wiener Beckens und die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Manhartsberges in Niederösterreich. Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Band XXII, Heft 1, Wien 1910.

5. Hoernes M., Fossile Mollusken des Tertiärbeckens von Wien II. Bivalvia. Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Band IV, Wien 1870.

6. Philippi E., Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier. II. Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. 52. Band, Seite 64—117.

7. Sacco (-Bellardi) F., I *Molluschi* dei terreni terziarii del Piemonte et della Liguria. Parte XXIV. Torino 1897.

8. Tournouër M. R., Note sur les terrains miocènes des environs de Sos et de Gabarret. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux. t. XXIX. 2e et 3e liv. 1874. Bordeaux. Separata, Seite 1—51.

9. Meneghini G., Paléontologie de l'île de Sardaigne. Turin 1857.

10. Schaffer F., Beiträge zur Kenntnis des Miocänbeckens von Cilicien. Nach Studien, ausgeführt auf Reisen im Frühjahre und Herbste 1900. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. LI. Band, 1901.

11. Daus H., Beiträge zur Kenntnis des marinen Miocäns in Kilikien und Nordsyrien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. XXXVIII. Beilageband. Stuttgart 1915.

12. Teppner W. von, *Lamellibranchiata tertiaria. „Anisomyaria"*. II. In: Fossilium Catalogus I.: *Animalia*. Editus a F. Frech. Pars 11. (Erscheint 1919 oder 1920.)

13. Hilber V., Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark nebst Bemerkungen über erratische Vorkommen daselbst). Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 27. Band, Wien 1877.

14. Ugolini R., Monographia dei *Pettinidi* neogenici della Sardegna. II. Generi: *Amussium, Amussiopecten*. Palaeontographia Italica Volume XIII. Pisa 1907.

II. Die geologischen Daten.

Von **Julius Dreger** (Wien).

In Steiermark treten von Werndorf (nördlich von Wildon) angefangen bis in die Gegend von Sauritsch an der kroatischen Grenze (und weiter nach Kroatien hinein) teils zusammenhängende Züge, teils vereinzelte, kleinere Partien einer mediterranen Strandbildung auf, die sich, hauptsächlich als Nulliporenkalk und Konglomerat entwickelt, aus dem übrigen, weniger widerstandsfähigen Meeresablagerungen auch landschaftlich meistens deutlich abhebt.

Die festen Kalkbänke, die fast ausschließlich aus *Lithothamnien*-Resten zusammengesetzt sind, enthalten auch häufig die Reste der verschiedensten Tierformen, von denen die dicken Schalen der *Ostreen* und *Pectiniden* neben *Clypeastern* am häufigsten sind. Riffkorallen fehlen im allgemeinen, doch sind sie z. B. am Nikolaiberg im nördlichen Sausalgebirge nicht so selten.

Die Leithakalkbildungen bestehen wohl häufig gänzlich aus Nulliporenkalk, der entweder massig, wie im Buchkogel bei Wildon, meistens aber in mehr oder weniger mächtigen Bänken erscheint, die von Mergelschichten in wechselnder Stärke getrennt werden.

Ein solcher Wechsel von Nulliporenkalkbänken mit Schichten eines mergeligen Gesteines mit (auch oft abgerollten) Bruchstücken von *Nulliporen* und mit Resten der obenerwähnten Fossilien, findet auch bei dem etwa 2 *km* breiten Leithakalkzuge statt, der sich nörd-

lich von Ober-Täubling, an der Drau, im Steinberg auf 402 *m* erhebt und sich in ONO-Richtung nach Schiltern bei St. Leonhard in Windisch-Büheln hinzieht. Die im wesentlichen flach gelagerten Schichten heben sich gegen Nordwesten weniger von den Mergelschiefern ab, als dies gegen Südosten der Fall ist, wo der stark sandige Mergel bald in sarmatische Sand- und Schotterbildungen übergeht.

Was den Fundort Platsch, südlich von Spielfeld, anbelangt, so stellt die 504 *m* hohe, kleine Kuppe den südlichsten Teil eines größeren Gebietes dar, das hauptsächlich aus Nulliporenkalkbänken, die sich wieder in Wechsellagerung mit sandigen Mergelschichten befinden, zusammengesetzt ist. Die Schichten zeigen eine flache Neigung gegen Nordost, die aber auch auf einer schon ursprünglich erfolgten Ablagerung beruhen kann. Der Platsch und seine Umgebung ist an Versteinerungsfunden ziemlich ergiebig; große *Pecten* und *Clypeaster* (*cf. grandiflorus*) sind von dort besonders bekannt.

Manche Conchylienschalen werden auch nicht selten bei den Feldarbeiten auf sekundärer Lagerstätte gefunden.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Tafel XX (I).

Wilfried von Teppner:
Pecten (Amussiopecten) Albinus n. sp.

Erklärung zu Tafel XX (I).

Figur 1:
Pecten (*Amussiopecten*) *Albinus* *n. sp.* Rechte Schale.

Figur 2:
Pecten (*Amussiopecten*) *Albinus* *n. sp.* Linke Schale.

Tafel XXI (II).

Wilfried von Teppner:
Pecten (Amussiopecten) Kadici n. sp.

Erklärung zu Tafel XXI (II).

Figur 1:

Pecten (*Amussiopecten*) *Kadici n. sp.* Rechte Schale.

Figur 2:

Pecten (*Amussiopecten*) *Kadici n. sp.* Linke Schale.

Figur 3:

Pecten (*Amussiopecten*) *n. sp.?* (*Jaworskii?*) Rechte Schale.

Tafel XXII (III).

Wilfried von Teppner:
Pecten (Amussiopecten) Schwinneri n. sp. und Dregeri n. sp.

Erklärung zu Tafel XXII (III).

Figur 1:

Pecten (*Amussiopecten*) *Schwinneri n. sp.* Rechte Schale.

Figur 2:

Pecten (*Amussiopecten*) *Dregeri n. sp.* Rechte Schale.

Figur 3:

Pecten (*Amussiopecten*) *Dregeri n. sp.* Linke Schale.

AUFRISS

der Antimonlagerstätte und des Grubenbaues in Bánya.

NACH RAMBOUSEK.

Teilweise vereinfacht reproduziert im M. 1 : 2000
von Dr. Karl Hinterlechner.

Neustifter-Schacht

Oxydische Erze

Chloritschiefer

Oxydische Erze

Einfahrt-Stollen

Johann-Stollen

Gesenk No 3

Direktions-Gebäude

Josefi-Schacht

Sulfidische Erze

Kalkglimmerschiefer

Tonglimmerschiefer

Maria-Louis-Stollen

Hildegard-Stollen

Kalkgl

Tongli

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23,

AUFRISS

der Antimonlagerstätte und des Grubenbaues in Bánya.

NACH RAMBOUSEK.

Teilweise vereinfacht reproduziert im M. 1 : 2000
von Dr. Karl Hinterlechner.

Josefi-Schacht
Gesenk Nº 3
Johann-Stollen
Direktions-Gebäude
Alter Wetterschacht
Marien-Schacht
Sidonia-Schacht
Vincenzi-Schacht
Raindl-Schurfschacht
Maria-Louis-Stollen
Hildegard-Stollen
Augusti Zubau-Stollen
Sulphidische Zone
Chloritschiefer
Kalkglimmerschiefer
Tonglimmerschiefer

Einfahrt-Stollen
Tagkranz des Josefi-Schachtes
Tagkranz Gesenk Nº 3
Johann-Stollen
Maria Louis-Stollen
Marien-Schacht
Vincenzi-Schacht
Hildegard-Stollen
Augusti Zubau-Stollen

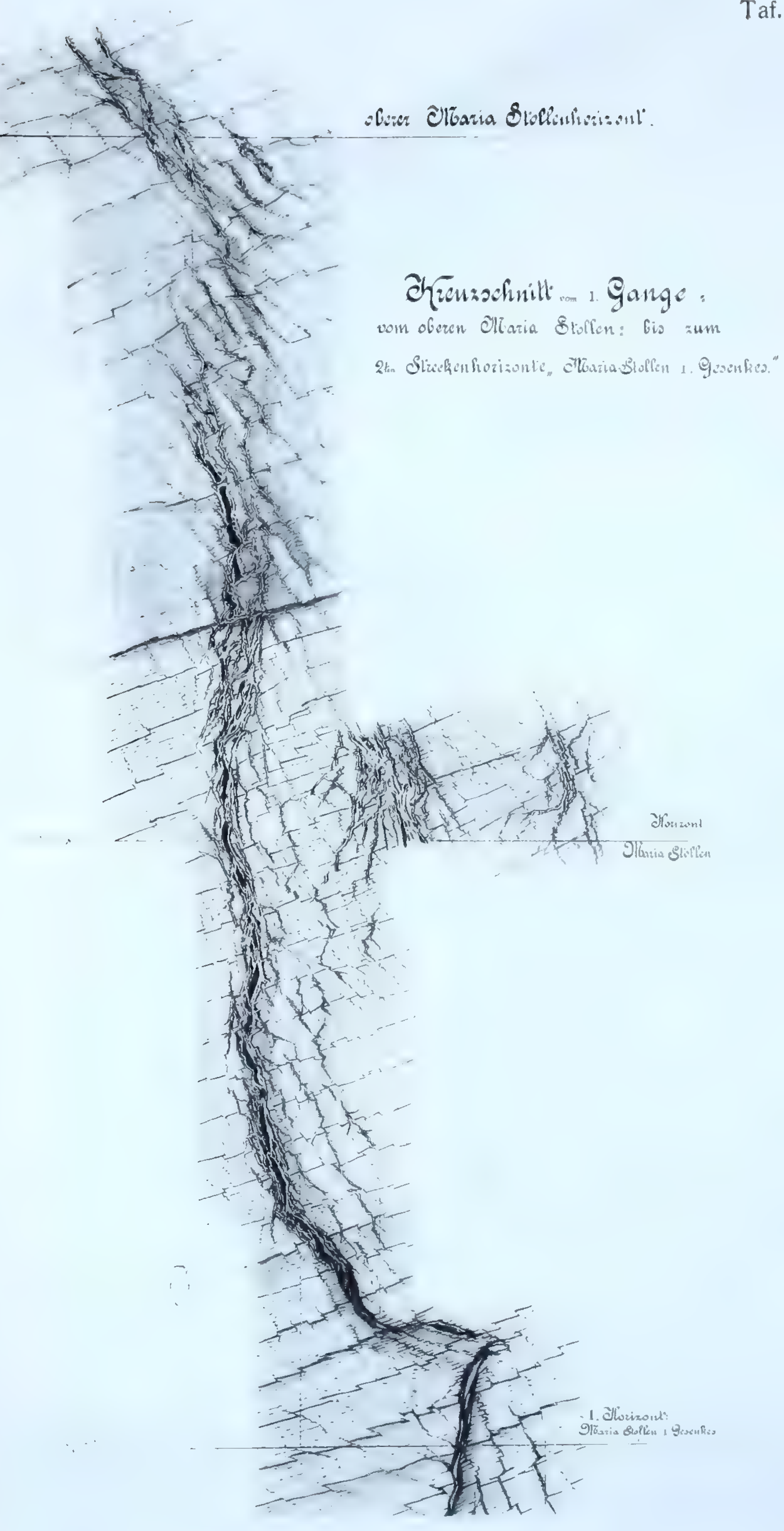
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII. 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23,

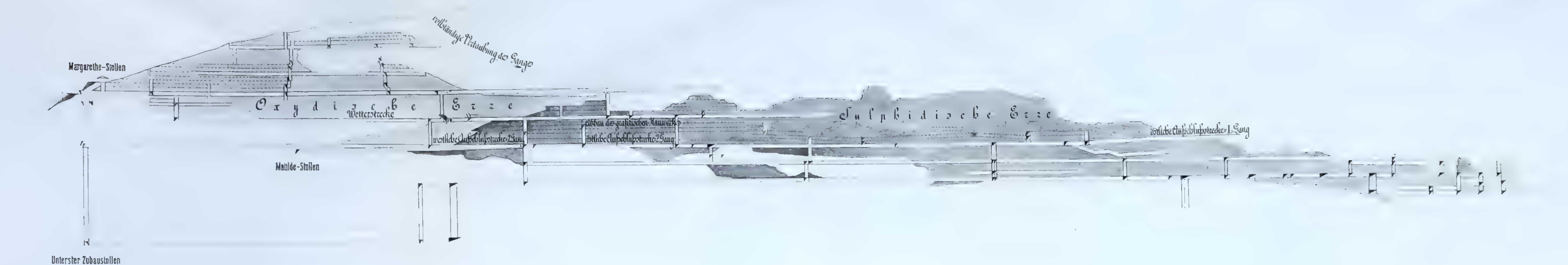
Tagkranz vom Maria Wetterschachte.

Kreuzschnitt vom 1. Gange.
vom Tagkranze Maria Wetterschachtes bis
zum oberen Maria Stollenhorizonte.

oberer Maria Stollenhorizont.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



Maria oberer Stollen

Mathilde-Stollen

westliche Strecke 1. Gang

Oxydische Erze

Wetterstrecke

Maria Gesenk

östliche Strecke 1. Gang

Maria-Stollen

Margarete-Stollen

Unterster Zubaustollen

Sulphidische Erze

BETRIEBSKARTE

der

ANTIMON-GRUBE

im

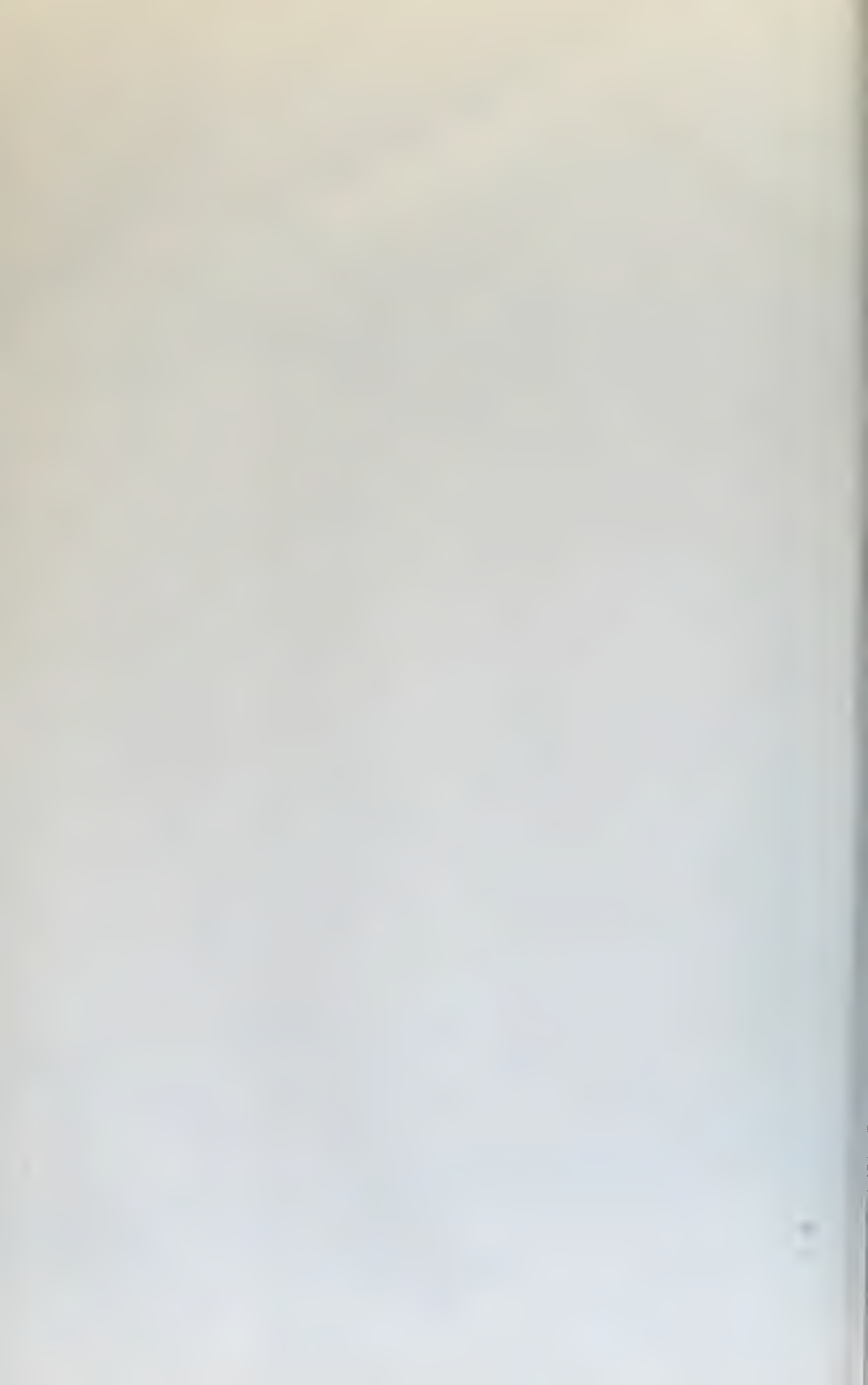
Gurtwald bei Schlaining (Város-Szalónak)
IN UNGARN.

Vermessen und gezeichnet von Jos. Rambousek.

Teilweise vereinfacht reproduziert im M. 1 : 2000
von Dr. Karl Hinterlechner.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

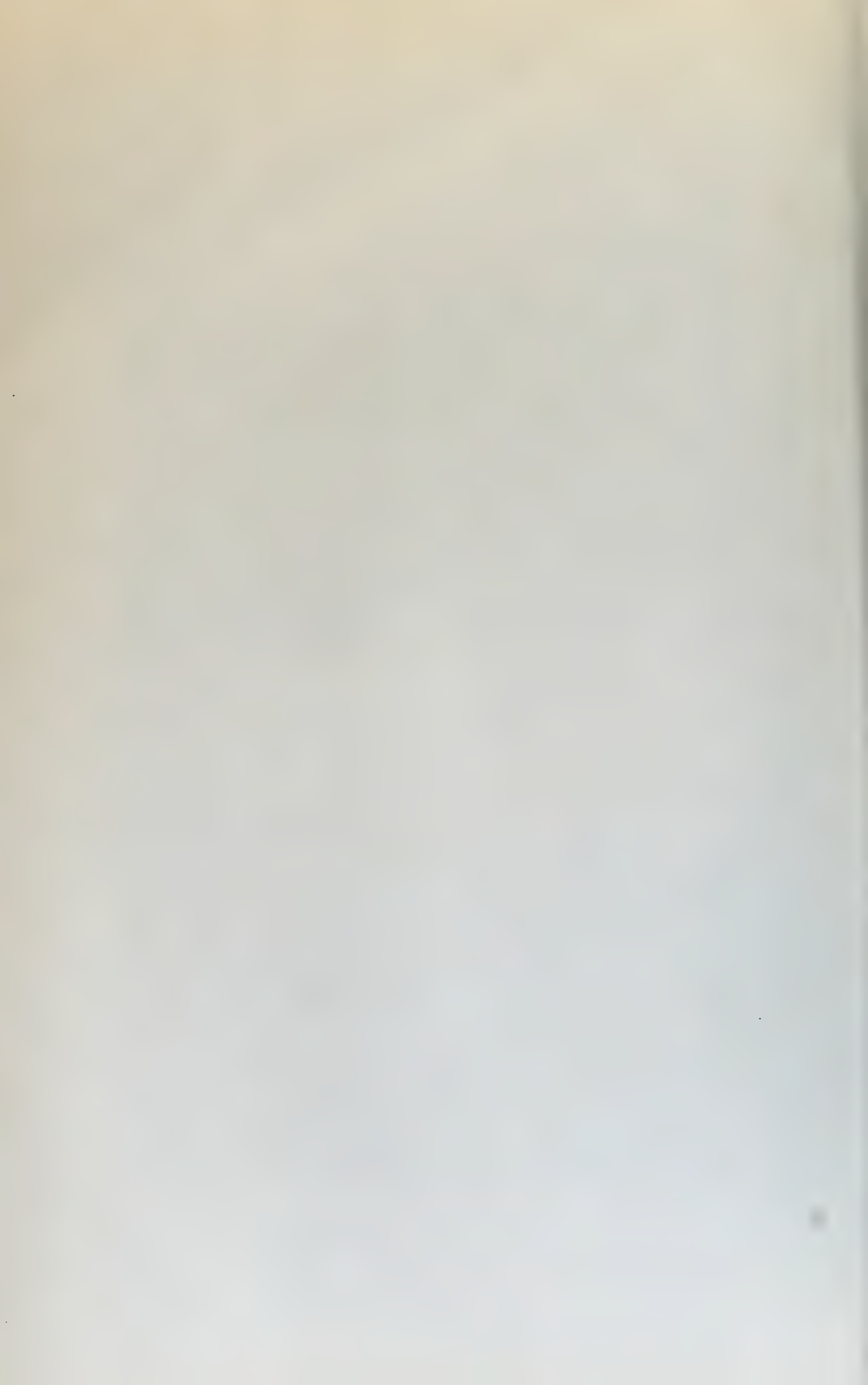






Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII. 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23

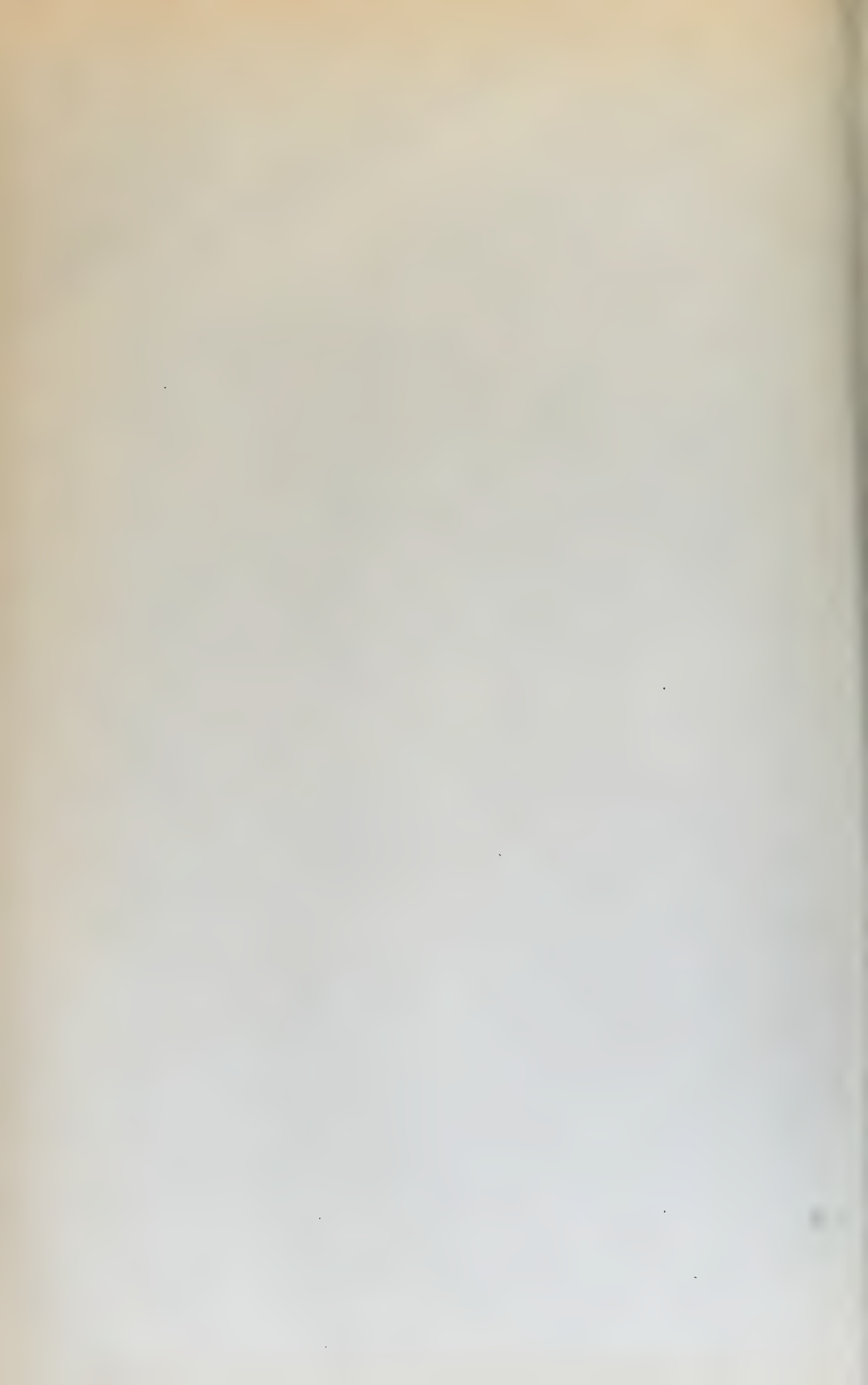


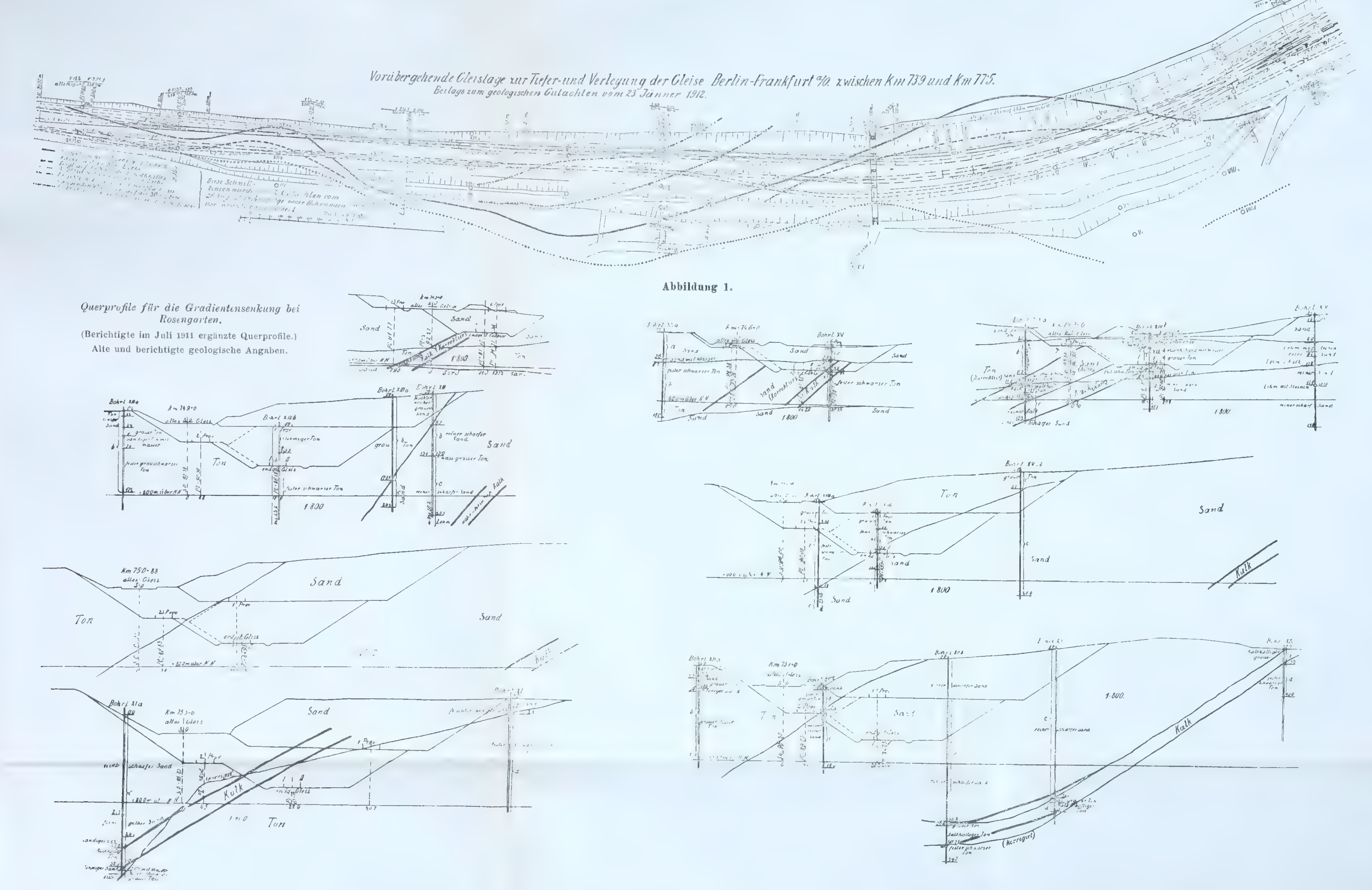




Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII, 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.





Vorübergehende Gleislage zur Tiefer- und Verlegung der Gleise Berlin-Frankfurt a/O. zwischen Km 73·9 und Km 77·5.
Beilage zum geologischen Gutachten vom 23. Jänner 1912.
Querprofile für die Gradientensenkung bei Rosengarten.
(Berichtigte im Juli 1911 ergänzte Querprofile.)
Alte und berichtigte geologische Angaben.
Sand
Ton
Kalk
1:800

Abbildung 1.

Lageplan von dem Rosengarten-Einschnitt.

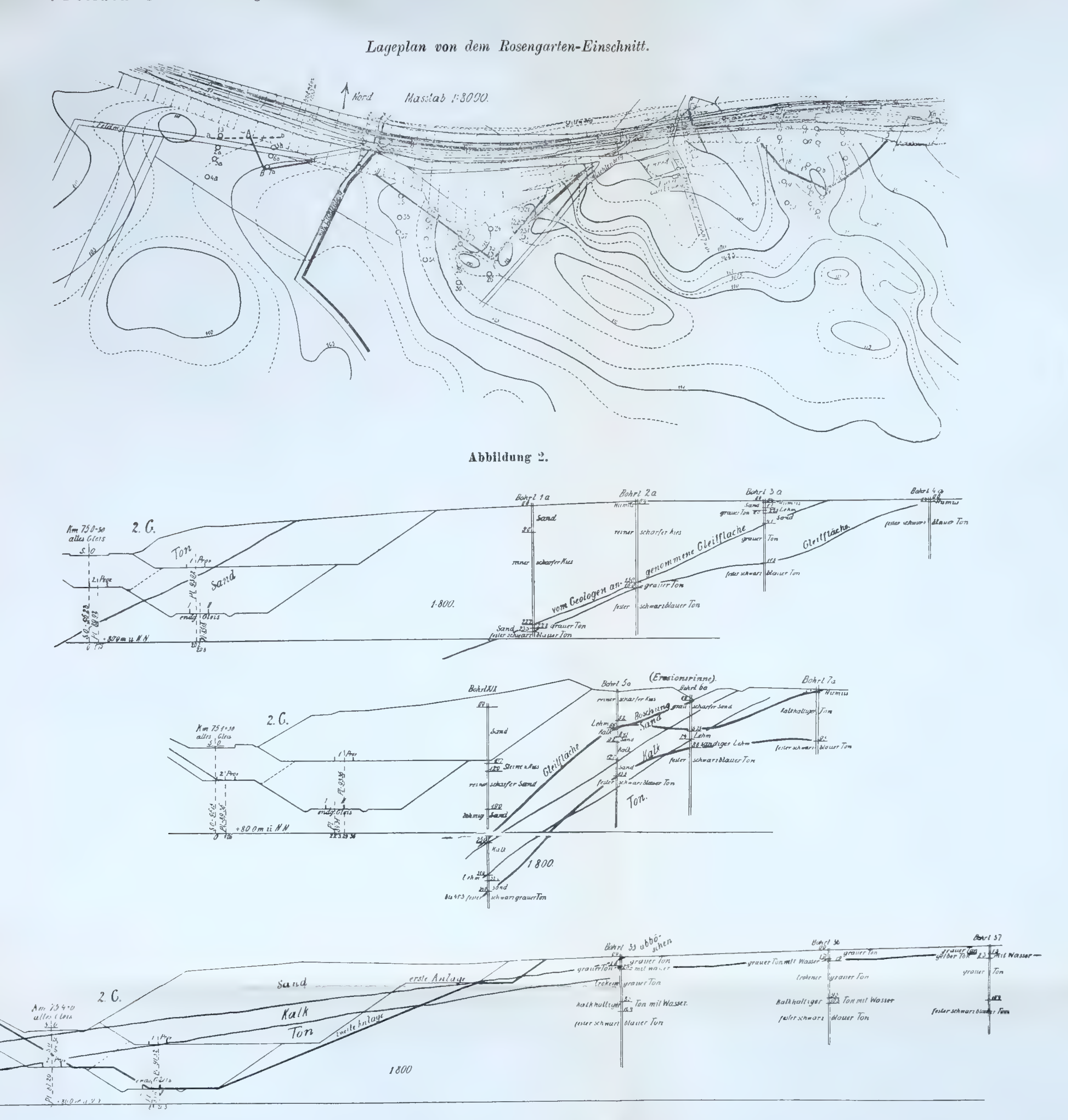
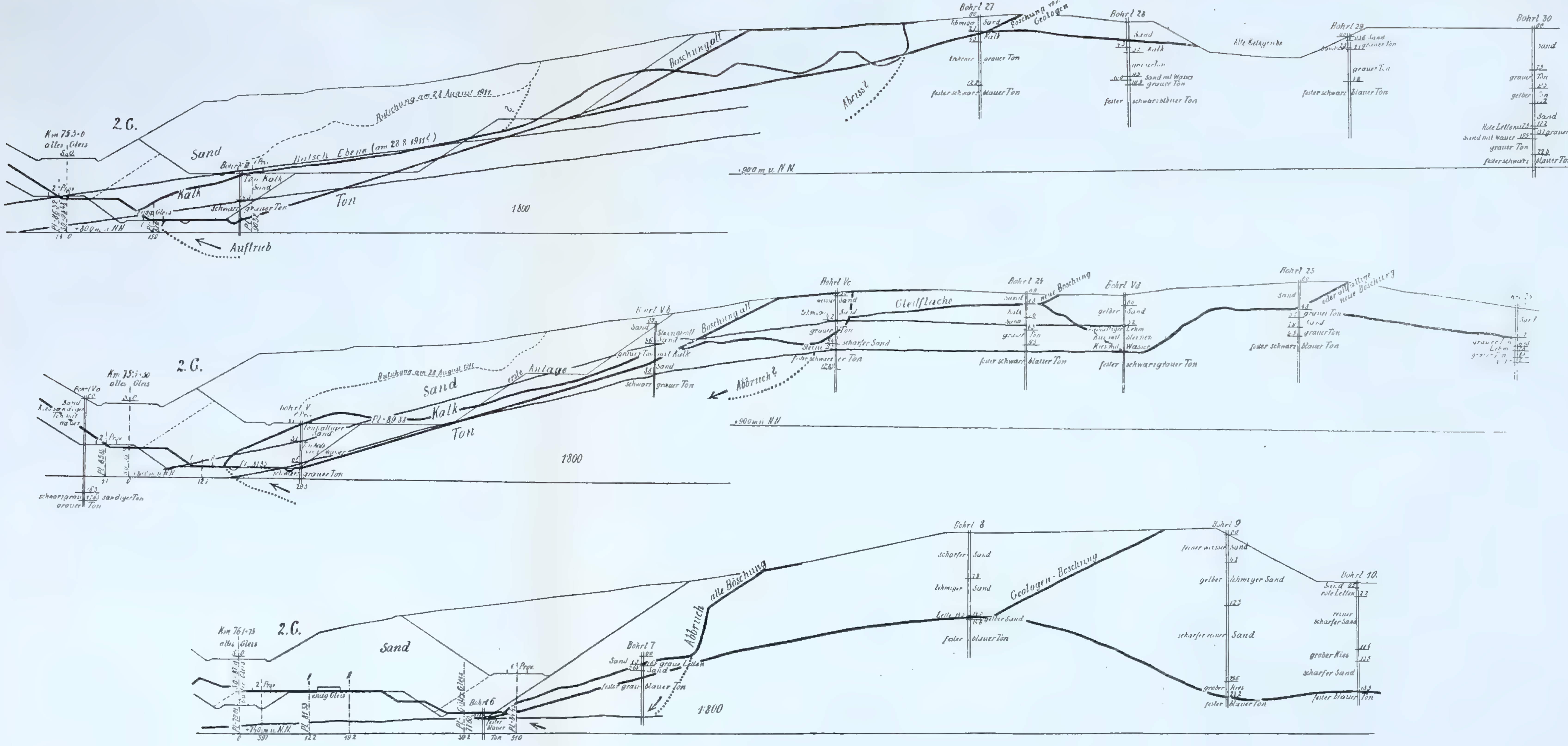
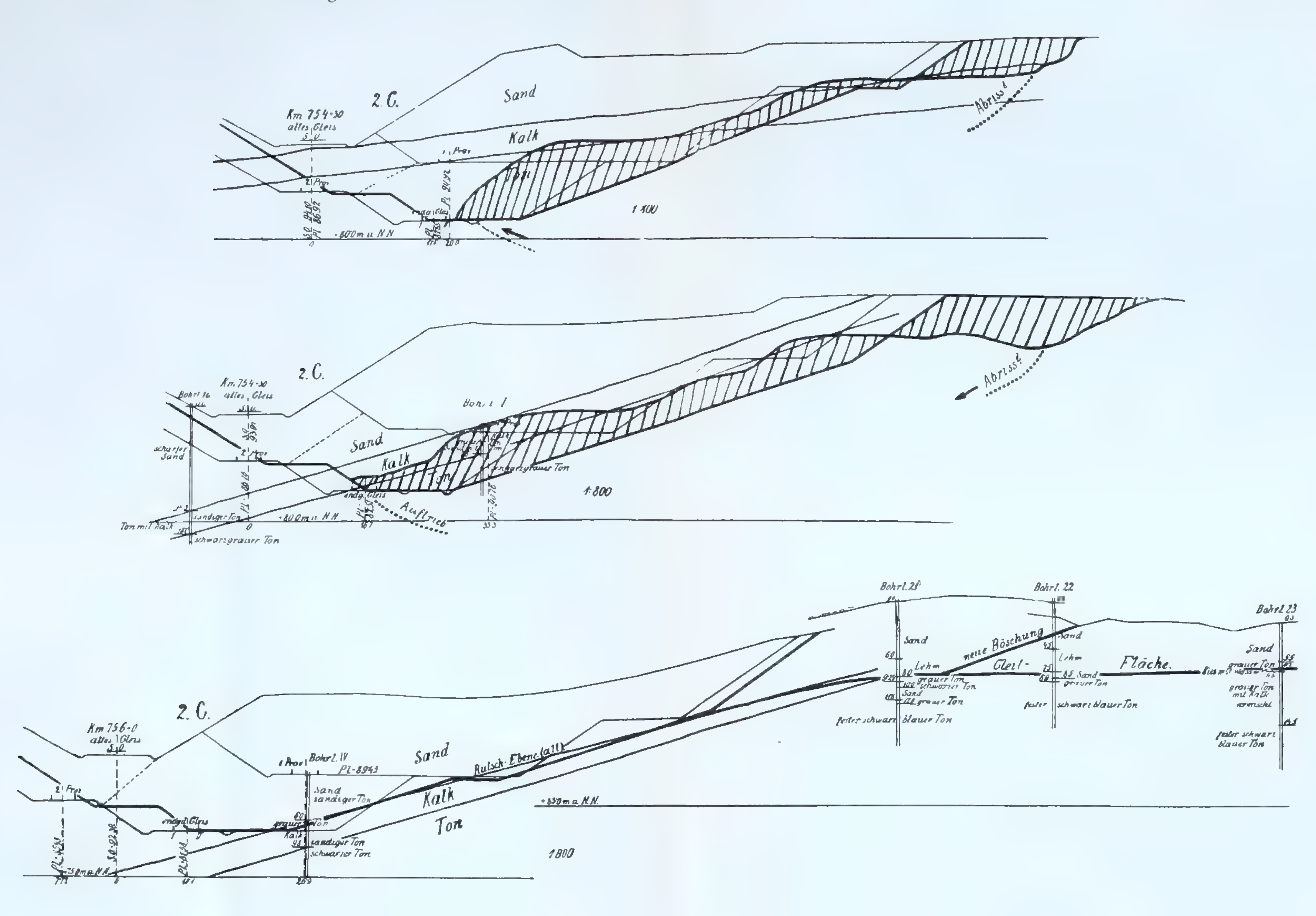


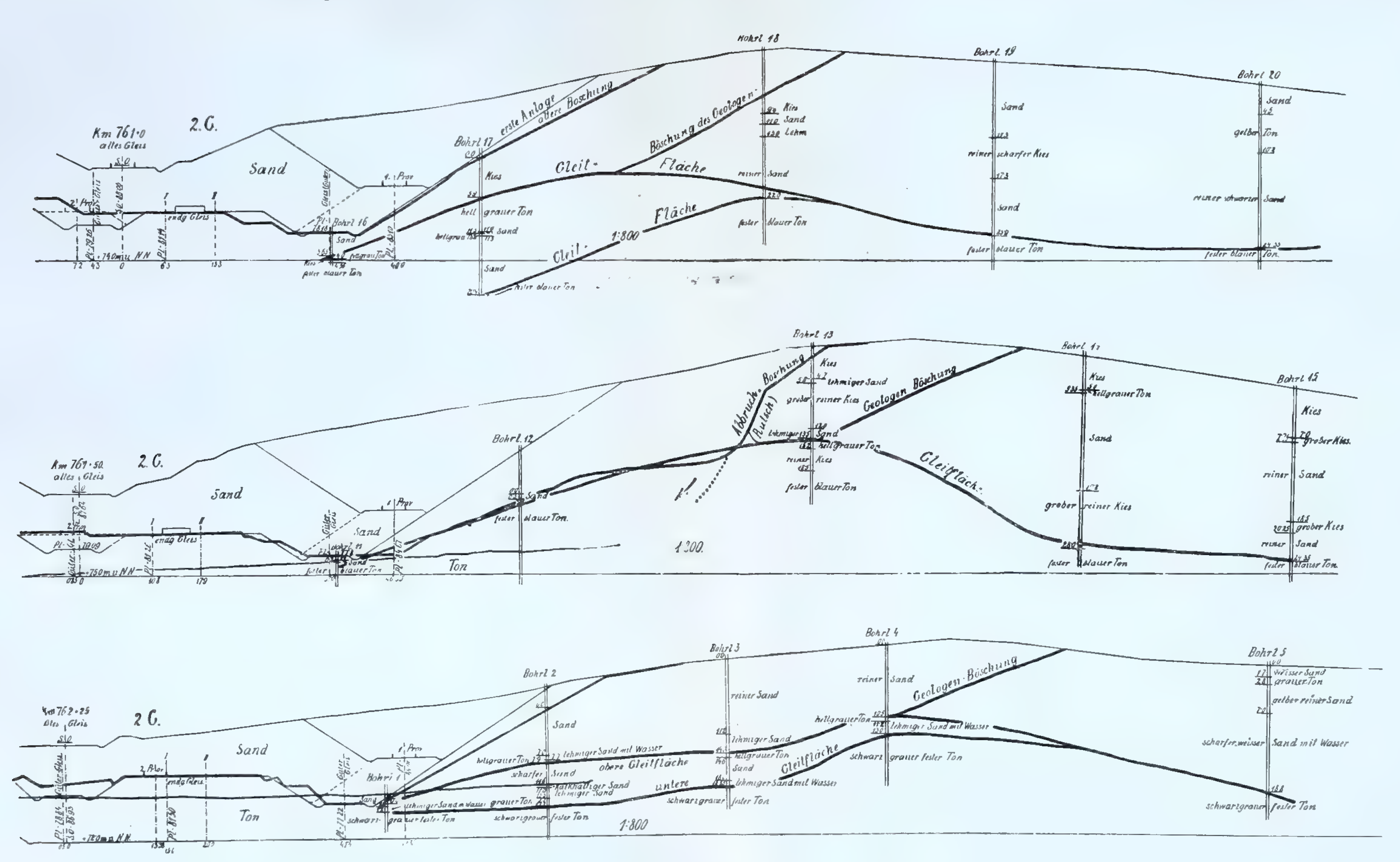
Abbildung 2.



Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.



Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

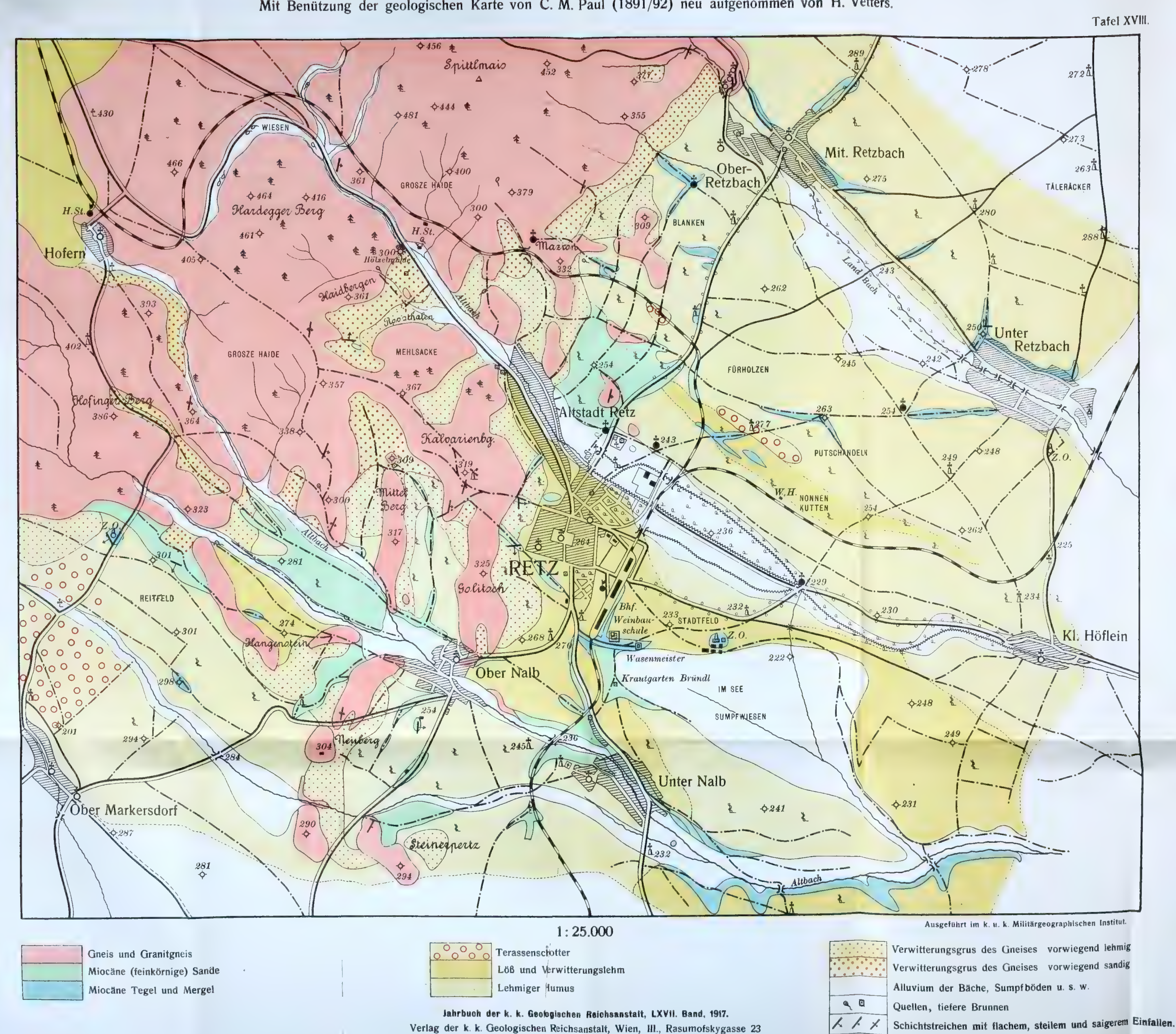


Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII, 1917
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Geologische Detailkarte der Umgebung von Retz

Mit Benützung der geologischen Karte von C. M. Paul (1891/92) neu aufgenommen von H. Vetters.

Tafel XVIII.



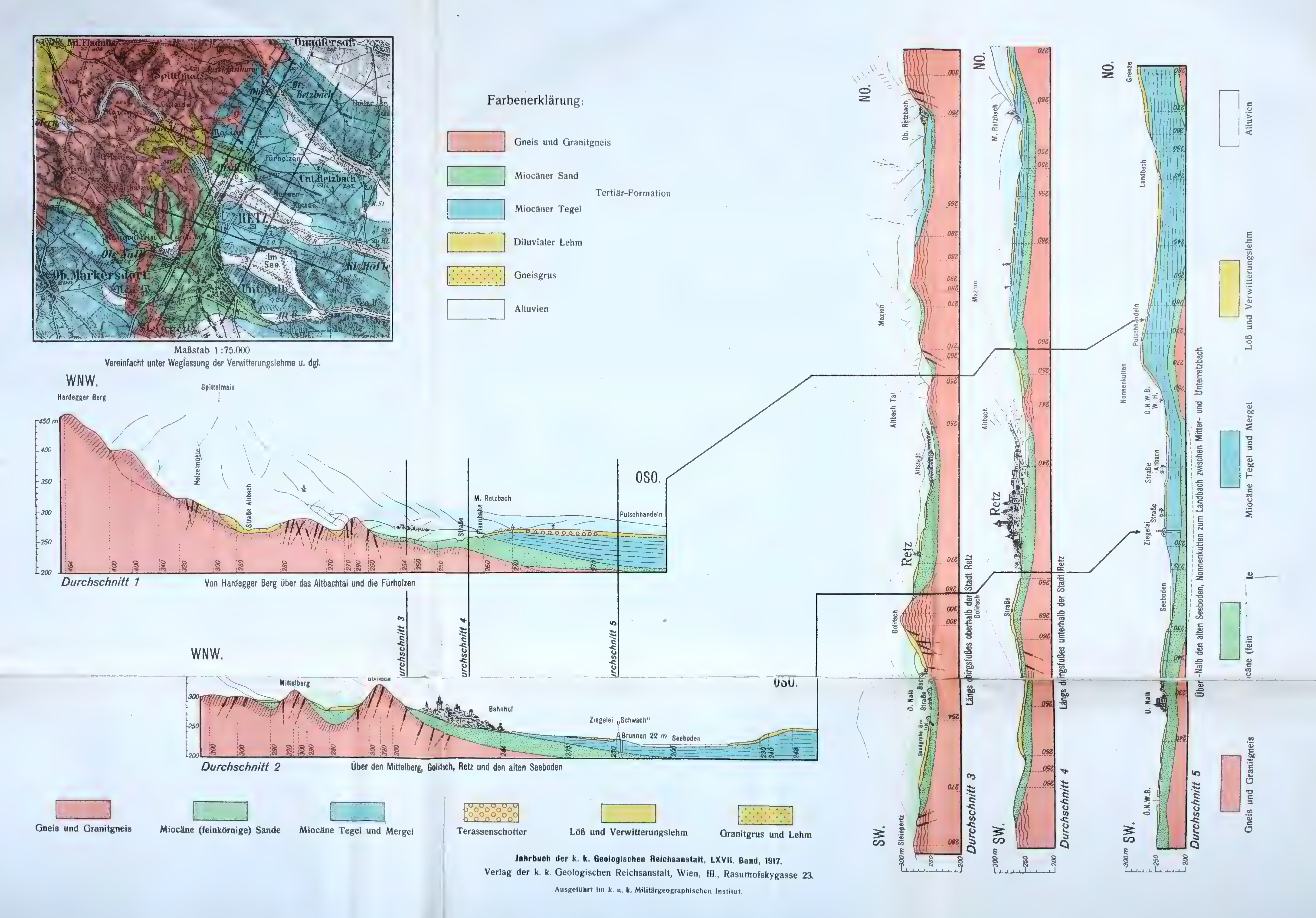
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LXVII. Band, 1917.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23

1131/b

Geologische Karte der Retzer Umgebung.

Geologische Durchschnitte im Maßstabe 1 : 25.000 fünffach überhöht.

Tafel XIX.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LXVII. Band, 1917.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institut.

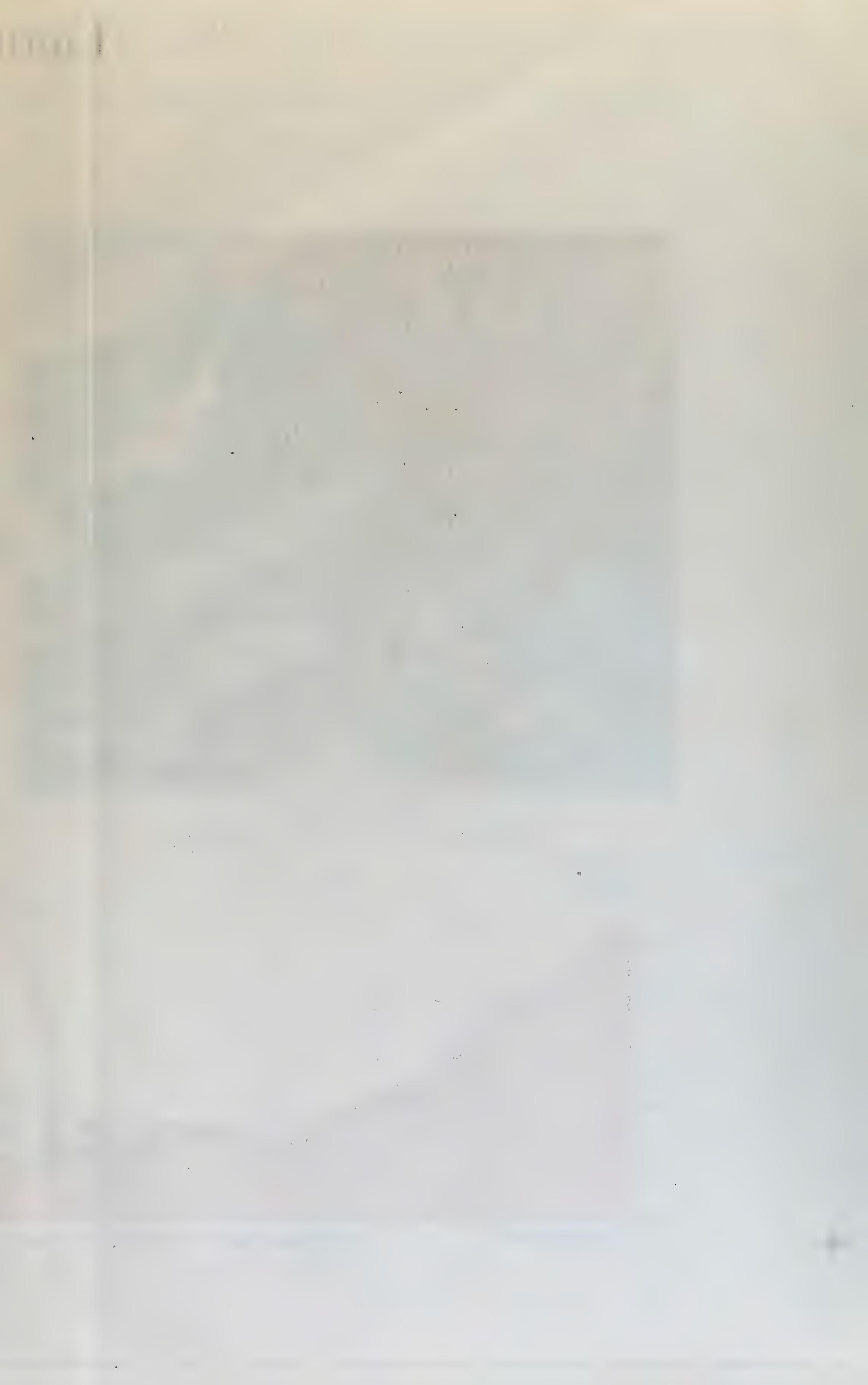




Fig. 1

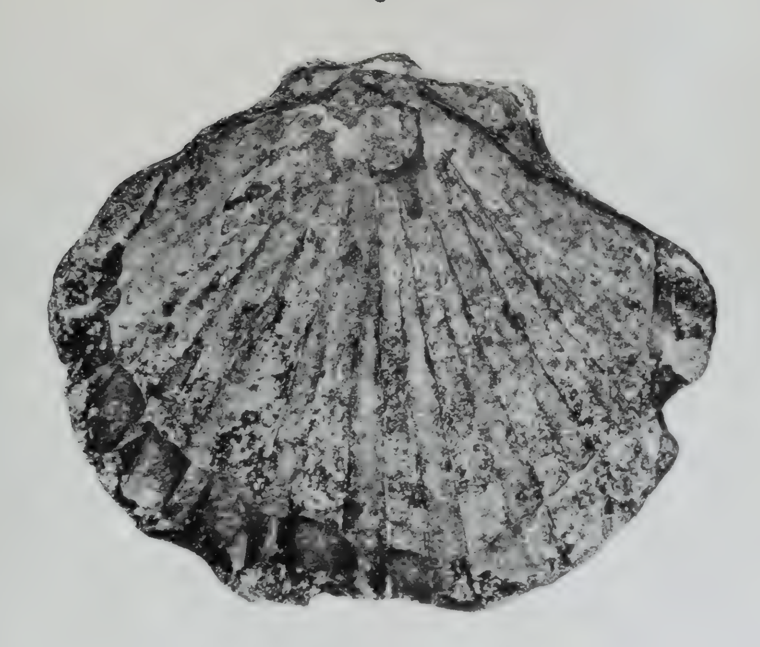


Fig. 2

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII, 1917.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

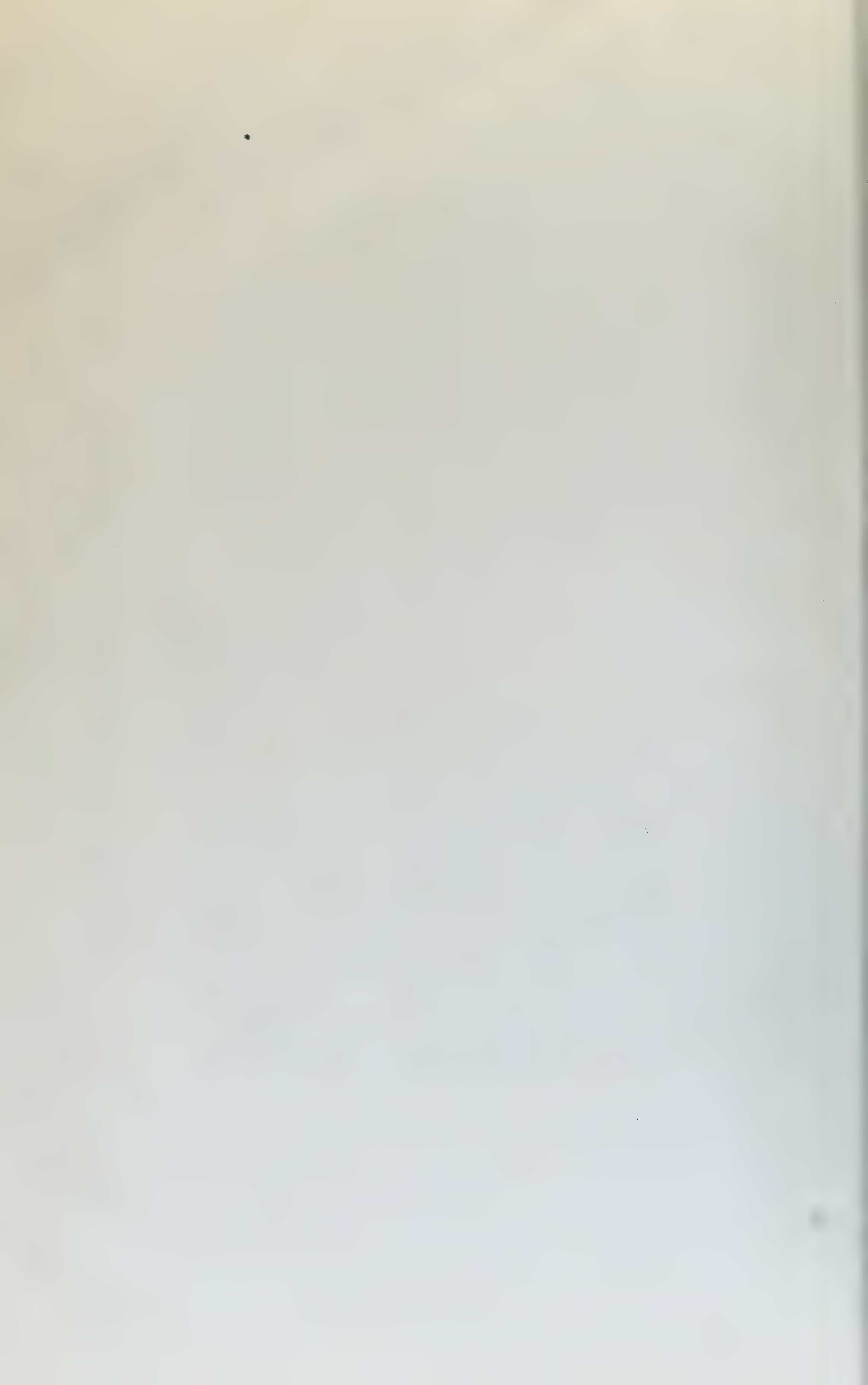


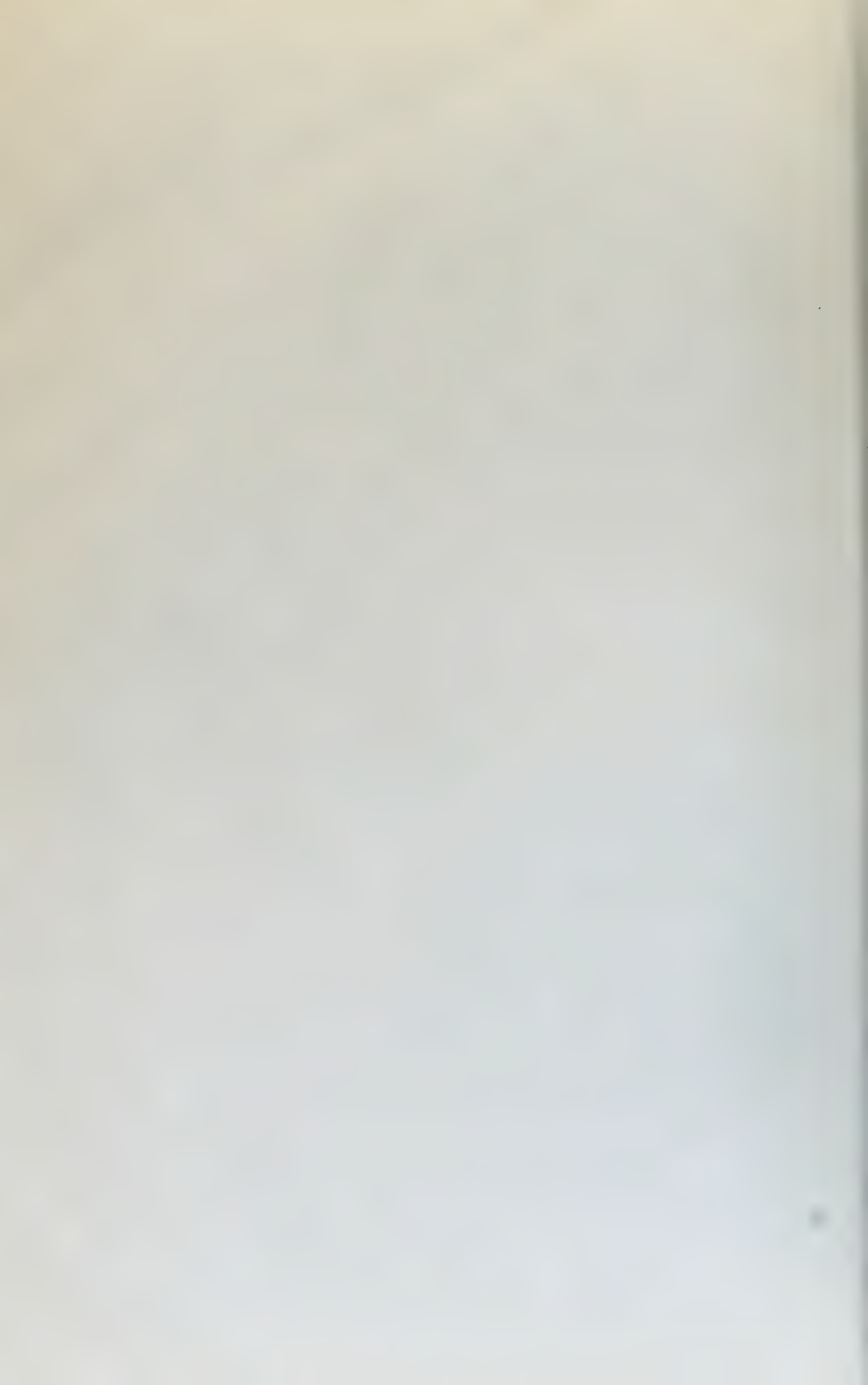


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



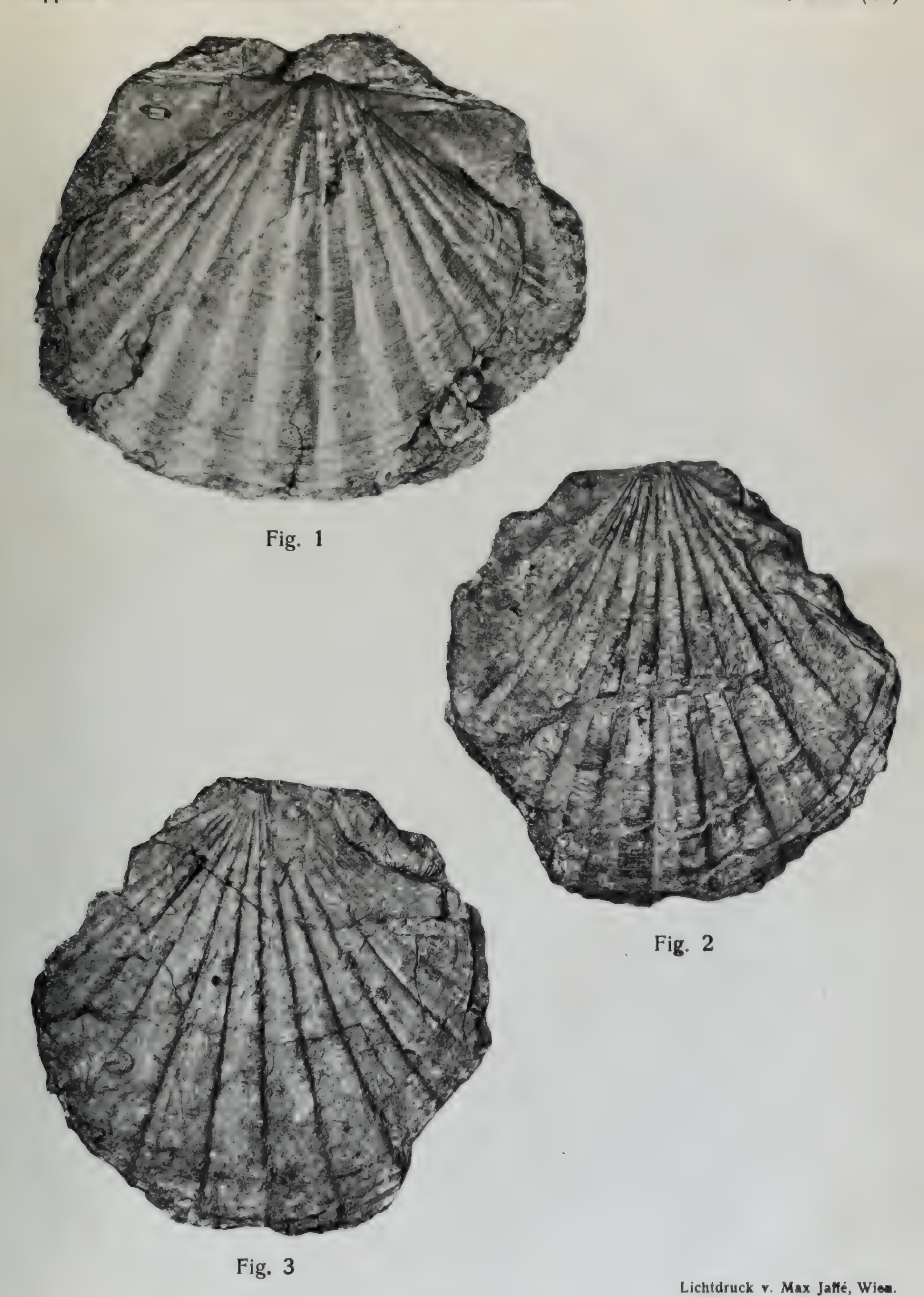
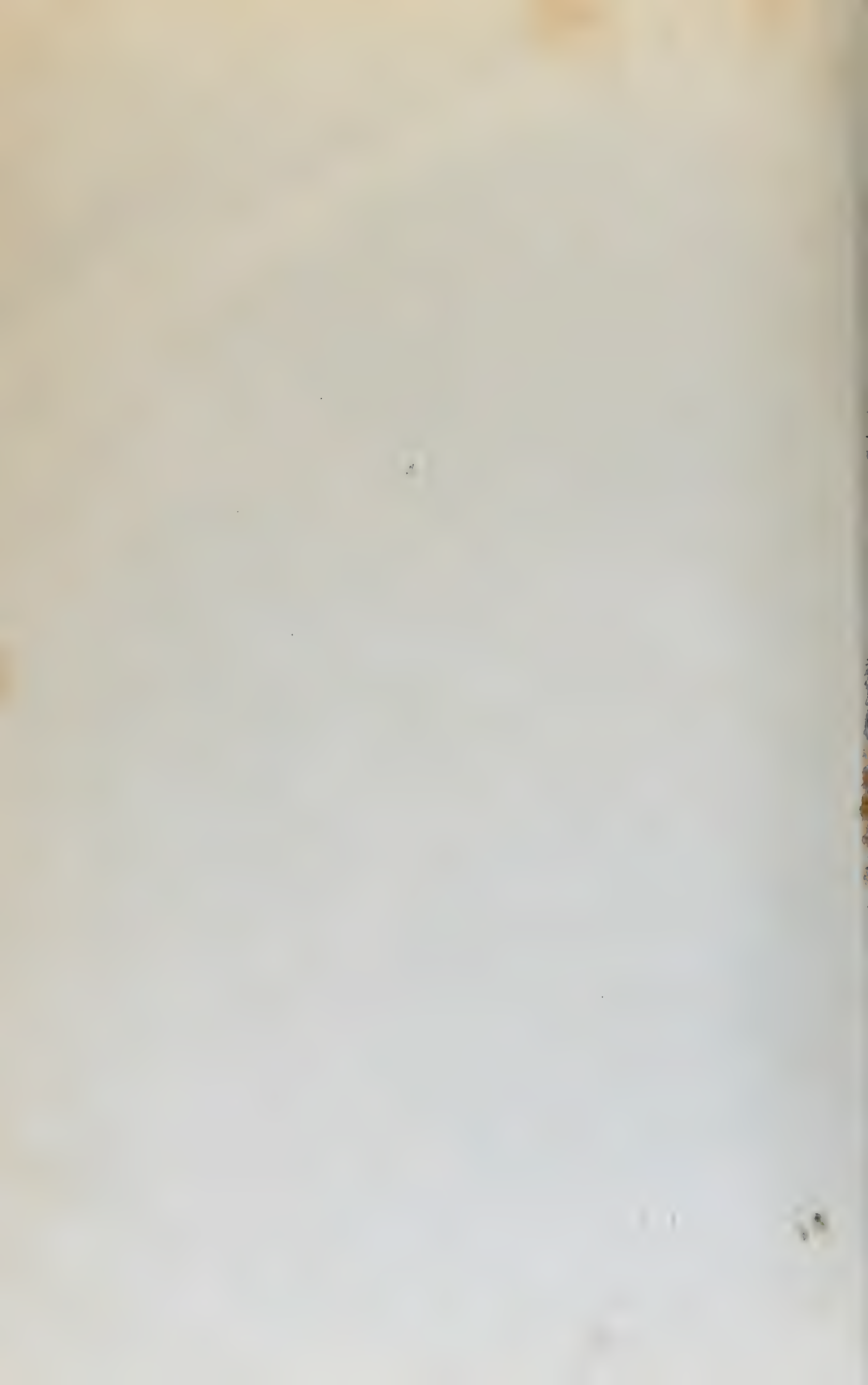


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.





Inhalt.

3. und 4. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.









